



CONGRÈS GÉOLOGIQUE INTERNATIONAL

v.4

**BULLETIN DU VI^e CONGRÈS
DE L'ASSOCIATION GÉOLOGIQUE
CARPATHO-BALKANIQUE**

VOLUME IV

MINÉRALOGIE, PÉTROGRAPHIE

FASC. 1

INSTYTUT GEOLOGICZNY — 1974

WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE — WARSZAWA

R. Dimitrescu
CONGRÈS GÉOLOGIQUE INTERNATIONAL

**BULLETIN DU VI^e CONGRÈS
DE L'ASSOCIATION GÉOLOGIQUE
CARPATHO-BALKANIQUE**

VOLUME IV

MINÉRALOGIE, PÉTROGRAPHIE

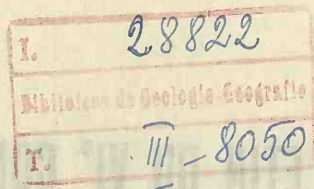
FASC. 1



646053
B.C.U. IASI

INSTYTUT GEOLOGICZNY — 1974

WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE — WARSZAWA



Les articles compris dans cette fascicule n'ont été
corrigés qu'au point de vue grammaire et orthographe

W Y D A W N I C T W A G E O L O G I C Z N E — W A R S Z A W A 1974

Wydanie I. Nakład 600+90 egz. Ark. wyd. 15. Ark. druk. 12,5. Papier druk. sat. kl. III 80 g
Oddano do składania 25.X.73 r. Podp. do druku 17.IX.1974 r. Druk ukończ. w październiku 1974 r.

Zakłady Graficzne w Katowicach, ul. Armii Czerwonej 138, zam. 1282/4/1973 r.

TABLES DES MATIÈRES

MINÉRALOGIE, PÉTROGRAPHIE

Милан РИСТИЧ, Стеван ДИВЛЯН — Гранитоидные породы Старой Планины и характер их металлогении	777
Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, Н. В. КОРОНОВСКИЙ — Опыт сопоставления новейшего вулканизма Карпат и Кавказа в связи с тектонической структурой и развитием этих областей	789
Mircea SAVUL, V. POMIRLEANU — Nouvelles recherches géothermométriques en Roumanie par la méthode statistique	805
M. BORCOȘ, Constantina STANCIU — Altération hydrothermale de l'andésite quartzifère dans le gisement Haneș (Mont Métallifères)	813
А. Ф. КОРЖИНСКИЙ — О направленности метасоматического минералообразования	829
Angela RAFALET — Considérations sur certaines associations de minéraux de la zone de contact d'Oravița et de Sasca Montana (rég. Banat — R.P.R.)	845
Dan P. RADULESCU — Les formes de manifestation des phénomènes magmatiques, sur le territoire de la R.P.R. pendant le Néogène	851
H. KRÄUTNER — Aperçu général sur la métallogenèse du Massif de Poiana Rusca — Carpathes Méridionales — Roumanie	859
Corneliu IONESCU — Recherches géologiques concernant la région de la vallée de Tibau — Cirlibaba — Cosna	883
T. P. GHITULESCU, E. CIUCUREL — Caractères généraux du magmatisme tertiaire des Monts Métallifères de Transylvanie et ses relations avec la minéralisation	893
Ion GHEORGHITA, Radu JUDE, Lucian TEODORU — Contributions à la connaissance de l'éruptif néogène de la région Camîrzana—Bixad (Monts de l'Oaş)	911

MINÉRALOGIE, PÉTROGRAPHIE

ГРАНИТОИДНЫЕ ПОРОДЫ СТАРОЙ ПЛАНИНЫ И ХАРАКТЕР ИХ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Милан РИСТИЧ, Стеван ДИВЛЯН

Резюме. Гранитоидные породы Старой Планины интродировали во время герцинского орогенезиса. Между отдельными типами всех трех гранитоидных массивов наблюдается петрохимическое сходство, хотя два из них принадлежат к преобладающей гранодиоритовой группе магм, в то время как третий относится к известково-щелочным гранитам с тенденцией перехода в настоящие щелочные граниты.

Непосредственно связанная с ними металлогения отличается отсутствием рудных месторождений. Рудные проявления многочисленны и относятся к высокотемпературным метасоматическим типам герцинских этапов рудообразования. Два месторождения урана, расположенные в гранитах, принадлежат к мезотермальным урановым формациям среднеальпийского этапа образования.

ВВЕДЕНИЕ

Геотектоническая единица Старой Планины находится на югославо-болгарской границе, в Восточной Сербии. Гранитоидные породы югославской части Старой Планины представлены тремя сравнительно крупными массивами — Яньским, Равнобучским и Суводольским, и несколькими изолированными меньшими телами (Альдинац, Репушница, Карибана), проявляющими явное петрогенетическое сходство с главными массивами. Гранитоидные породы занимают площадь около 100 км². Все три главных массива обнажаются на поверхности в виде продолговатых, неправильных линз с общим простиранием СЗ—ЮВ, параллельно главным структурам смежных сланцевых пород диабазо-филлитовой формации. Из числа упомянутых массивов на югославской территории полностью находится лишь Яньский массив, в то время как большая часть остальных двух массивов простирается в болгарской части Старой Планины.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Яньский гранитный массив. Этот массив находится на западных склонах Старой Планины, в области между р. Торговишки-Тимок и югославо-болгарской границей. Массив обнажается на поверхности в форме двух продолговатых, линзообразных тел, из которых южное имеет значительно большие размеры. Оба тела соединяются в области истоков р. Торговишки-Тимок. Тектонические деформации гранита особенно сильно выражены вдоль южной границы и в центральной части массива и являются главными тектоническими линиями простирания СЗ — ЮВ,

сопровождающимися зонами катаклаза, милонитизаций и брекчирования, в которых породы претерпевали интенсивные гидротермальные изменения и кое-где подверглись полной серицитизации, карбонатизации и, частично, каолинитизации. Хлоритизация биотита охватывает почти всю обнажающуюся поверхности массива. Северный край главного тела, как и большая часть северного гранитного пояса отличаются тектоникой преимущественно компрессионного типа с проявлениями гнейсировки и частичной перекристаллизации, т.е. переходами гранитов в гранито-гнейсы.

Вмещающими породами всего Яньского массива являются сланцы диабаз-филлитовой формации, которая подразделяется здесь, с учетом известных литологических характеристик и степени метаморфизма на две свиты — иновскую и црноверхскую. В состав упомянутых свит, наряду с разными кристаллическими сланцами, главным образом эпизонального характера, входят более или менее сильно метаморфизованные и алкализованные основные магматические породы.

Наибольшая часть Яньского массива представлена нормальным среднезернистым известково-щелочным биотитовым гранитом с гипидиоморфно-зернистой структурой (чаще всего со следами катаклаза), состоящим, в основном, из кварца, калиевого полевого шпата (главным образом микроклина), кислого плагиоклаза (олигоклаз—альбит) и биотита. По данным исследований этот гранитный массив в основной своей части характеризуется однообразным минеральным составом. В отношении его первичных текстурах и микроструктурных форм установлено более значительное распространение порфиroidной разновидности гранита, особенно в западной части массива, а кое-где вдоль южного края массива более мелкозернистой, частично аплитовидной разновидности.

Полевой шпат (кислый плагиоклаз) Яньского массива часто характеризуется красным цветом, особенно в зоне южного края, где в то же время сильнее выражены механические и химические изменения пород и выявлена урановая минерализация. Порфиroidная разновидность гранита появляется как в периферических, так и в центральных зонах массива и постепенными переходами связана с нормальным среднезернистым гранитом. Порфиroidы состоят, в основном, из калиевого полевого шпата (микроклина).

Относительно фациальных условий установлено, что в зоне контакта, особенно вдоль северного края главного тела, на контакте с основными породами (метагаббро, метадiorитами, амфиболитами) распространена так называемая эндоморфная фация гранита, местами приобретающая плагиогранитовый или гранодиоритовый характер, которая отличается повышенным содержанием известковых аксессуарных минералов (сфен, аланит, апатит). Она связана постепенными переходами с нормальным биотитовым гранитом. Гранит северного пояса проявляет почти на всем протяжении отчетливое преобладание альбита среди полевых шпатов. Появление эндоморфной фации гранита отмечено и среди меньших тел и жил микрогранита, вдоль края главного массива. Амфиболовый гранит встречается чрезвычайно редко.

В связи с проблемой многофазности интрузии Яньского гранита установлены лишь проявления микрогранитовых, аплитовых, пегматитовых, кварц-полевошпатовых, лампрофировых и кварц-порфиоровых жил.

Аплитовые, пегматитовые и кварц-полевошпатовые жилы тяготеют, чаще всего, к более основным породам непосредственного окружения гранита, в то время как лампрофировые жилы (керсантитовые и частью, спессартитовые типы) появляются преимущественно в восточной половине массива. В отношении упомянутых лампрофировых жил имеется достаточно много петрологических данных, свидетельствующих о том, что они образовались в результате эндоморфных изменений диабазовых пород, вследствие ресорбции захваченных гранитных фрагментов в глубинных зонах. Это противоречит господствующим взглядам на образование лампрофира как на некоторый вид конечных гранитных дифференциатов. С другой стороны, в западной половине массива установлено присутствие жил и меньших масс альбитового диабаз, часто содержащего многочисленные, слабо ресорбированные фрагменты гранита. Многофазность интрузии нормальных гранитных типов Яньского массива нигде не доказана достоверно, но не исключается возможность, что северное гранитное тело представляет более древнюю фазу той же интрузии. При более широком рассмотрении всего магматического комплекса пород этой области следует отметить распространение в тесной ассоциации перидотитовых (змеевиковых), габброидных, диоритовых и гранитных пород со своими жильными дериватами, что дает основание рассматривать этот комплекс как продукт нормальной магматической дифференциации, начавшейся интрузиями ультрабазитов. Характерен разрыв в химическом и минеральном составе между габбро-диоритовыми породами и нормальными гранитами Яньского массива, без четко выраженных промежуточных членов. Самым юным членом этой магматической последовательности являются редкие, небольшие тела и жилы риолитовых (кварц-порфировых) пород встречающиеся в микрогабброидных породах вдоль южного обрамления гранита и совсем редко, в виде тонких жил в самом граните.

Пегматитовые образования установлены в зоне метаморфических пород, простирающейся между двумя гранитными телами, сложенной, по преимуществу, амфиболовыми и биотитовыми гнейсами, амфиболитом, реже мрамором и ципполином. В отношении амфиболовых пород имеются данные свидетельствующие о существовании орто- и параамфиболитов, т.е. амфиболовых гнейсов. Пегматиты большей частью соответствуют мелкозернистым кварц-полевошпато-слюдяным типам с незначительными количествами турмалина и граната, с относительно простой структурой, мощностью до 1 м. Среди полевых шпатов преобладают кислые плагиоклазы, наряду с мусковитом, часто содержится и биотит, весьма редко встречается амфибол, что указывает на частичные эндоморфные изменения пегматитов. Они залегают в ленточных среднезернистых и мелкозернистых амфиболитовых породах и простираются преимущественно параллельно формации, т.е. в этой части ЗСЗ — ВЮВ.

Породы окружающие граниты непосредственно с гранитами контактируют основные породы, главным образом крупнозернистые уралит-соссюритовые габбро, габбро-диориты и микрогаббро, почти на всем пространстве сильнее или слабее метаморфизированные. Породы метадиоритового типа появляются, чаще всего, в виде целых зон или линзовидных включений разных размеров (иногда в несколько сот метров

длины), внутри северного обрамления гранита главного массива, часто претерпев различные метаморфо-метасоматические изменения. В некоторых местах они преобретают щелочный характер. В зонах проявления аплитовых жил и линз кое-где на небольших участках произошла полная гранитизация прежних, вероятнее всего диоритовых, пород, в то время как габбро оказалось определенно устойчивее к действию растворов и паров гранитного происхождения, поскольку настоящая сосюритизация и уралитизация габброидных пород не проявляет признаков контактового изменения. Очень редко в непосредственном контакте с гранитом появляются сланцеватые аркозовые песчаники и конгломераты, главная масса которых залегает несколько южнее пояса основных пород вдоль южной границы с гранитом. Песчаники здесь имеют наибольшую мощность составляя часть иновской свиты, в которой, кроме того, представлены мелкозернистые хлоритовые песчаники, графитовые и филлитовые сланцы и альбитизированные диориты.

Вдоль северного края меньшей гранитной массы также очень редко появляются сланцеватые аркозовые песчаники, богатые хлоритом и содержащие местами в большом количестве гальку аплитовидного и альбитизированного биотитового гранита. Но в основном здесь распространены крипкозернистые сосюритизированные габбро и зеленые сланцы габброидного происхождения.

Филлитовые сланцы появляются большей частью за поясом габброидных пород, составляя черноверхскую свиту. По сравнению с иновской свитой, наряду с несомненным литологическим сходством, эта свита проявляет более сильно выраженный диабазо-филлитовый характер и несколько большую степень метаморфизма в рамках фации зеленых сланцев.

Происхождение и возраст упомянутых аркозовых песчаников и конгломератов до сих пор спорные. Жильные дериваты гранита пока что нигде не были замечены в филлитовых и песчаниковых породах иновской и черноверхской свит. Они предварительно относятся к силуру, но до сих пор не были найдены надежные палеонтологические доказательства.

Метаморфические изменения пород в непосредственном контакте с гранитным массивом имеют в основном щелочно-метасоматический характер, а ширина этой зоны не превосходит 200—300 м.

Как уже было упомянуто, контактово-метасоматические изменения больше всего проявились в захваченных блоках и массах пород метадiorитового и метагабброидного характера. Интенсивность контактово-метасоматических изменений, как и текстурные особенности преобразования пород значительно варьируют на небольшом расстоянии. Выделяются три главных типа измененных пород: а) биотитизированный метадiorит; б) биотитизированный и альбитизированный метадiorит и в) гранитизированный метадiorит. Проведенные исследования ясно показывают, что контактово-метасоматические изменения сильнее всего отразились на метадiorитовых породах северного обрамления главного гранитного массива, особенно в местах деформации пород при внедрении и консолидации гранита (интрузивная тектоника) и в местах проявления аплитовых жил.

По минеральному и химическому составу и структуре эти гранитизированные метабазиты местами лишь незначительно отличаются от эн-

доморфно измененных гранитов, распространенных на контакте с предыдущими породами. До сих пор не были найдены породы, которые указывали бы на продукты кристаллизации сильно гибридизированной гранитной магмы, иначе говоря, на полную ассимиляцию основных пород в гранитах.

Контактные изменения окружающих основных пород, эндоморфные изменения гранита, как и остальные текстурные и структурные характеристики пород указывают, в основном на более глубокий уровень обнажения гранитов вдоль северного края главного тела, по отношению к южному краю, где гораздо сильнее развиты частью метаморфизированные микрогабброидные породы.

Петрохимическая характеристика. Пересчет химических анализов образцов из различных частей Яньского массива по методу Ниггли показал, что внутренние части массива соответствуют, по преимуществу, натро-рапакивскому и нормально-трондьемитскому типам трондьемитской группы магм и, реже, йосемит-аплитовым типам лейкогранитовой группы магм известково-щелочного ряда. По классификации CIPW — Лакруа преобладает известково-щелочной монцонитовой гранит, часто с ясно выраженной тенденцией перехода в известково-щелочной анкеритовый гранит (преобладание Na_2O над K_2O). Кое-где лишь замечается тенденция перехода в настоящие щелочные, главным образом натровые, граниты. Граниты северной краевой зоны главного массива по классификации Ниггли показывают значительно большую изменчивость типов магмы, таким образом что в зоне контакта с метабазитами установлено присутствие лейкокварц-диоритовых, гранодиоритовых (фарсундитовых) и натро-сиенитовых типов.

Гранит южного края главной массы имеющимся данным проявляет значительно меньшие вариации в отношении петрохимических характеристик и аналогичен внутренней части, за исключением некоторых текстурных изменений, а именно появления мелкозернистых и аплитовидных фаций.

Из одного химического анализа следует, что гранит северного пояса по классификации Ниггли, по крайней мере частично, соответствует трондьемит-аплитовому типу трондьемитовой группы магм. Химический анализ образца из небольшого сиенитового тела в змеевиках, на контакте с гранитом северного пояса, соответствует, по Ниггли, ближе всего ларькитовому типу эссексит-диоритовой группы магм, натрового ряда, или переходному типу между известково-щелочным натровым сиенитом и олигоклазитом, по классификации CIPW—Лакруа.

Равнобучский гранитный массив. Этот массив простирается вдоль югославо-болгарской границы, в районе села Равное Бучье. Площадь югославской части массива около 20 км². В югославской части он имеет весьма однородный состав и представлен, главным образом, среднезернистым и крупнозернистым биотит-амфиболовым гранитом. Он состоит из кварца, плагиоклаза (олигоклазов и олигоклаз-андезина), калиевого полевого шпата (главным образом микроклина), биотита, роговой обманки, эпидота (чаще всего в ассоциации с биотитом) и аксессуарных минералов: сфена, апатита, магнетита, циркона и аллана. Чисто биотитовые разновидности гранита, по имеющимся исследованиям, появляются с перерывами в относительно широкой краевой

зоне массива, в то время как большая часть массива сложена биотит-амфиболовым типом. Внутри самого массива тоже наблюдались включения окружающих пород, главным образом амфиболитового состава, а также эндоморфно измененные равновидности сиенитового и сиенодиоритового состава. В породах непосредственного окружения гранита появляются небольшие линзы микрогранита, а иногда породы диоритового состава, принадлежащие, вероятнее всего, к более основным, ранним фазам интрузии.

Из жильных дериватов замечены тонкие аплитовые и реже мелкозернистые пегматитовые жилы, приуроченные к периферическим зонам массива.

Вмещающие породы представлены кристаллическими сланцами диабазо-филлитовой формации (церноверхская свита), частично измененными на контакте в амфибол-биотитовые, биотит-андалузитовые роговики и очень редко в гранатиты. На расстоянии от 300 до 400 м от контакта с гранитом начинается зона преобладания филлитовых сланцев церноверхской свиты.

На основании петрохимических пересчетов небольшого числа анализов по методу Ниггли гранит Равного Бучья соответствует, главным образом, нормальному гранодиоритовому типу гранодиоритовой группы магм, известково-щелочного ряда доходя до кварц-диоритового типа. У эндоморфно измененных типов замечается переход к натро-сиенитной группе магм натриевого ряда. Параметры CIPW—Лакруа указывают на известково-щелочные анкеритовые граниты имеющие тенденцию перехода в гранодиорит. Действительный минерально-химический состав равнобучского гранита указывает на его переходный состав между нормальным известково-щелочным гранитом и гранодиоритом и на петрохимическое сходство с биотит-амфиболовым гранитом северо-западной части Старой Планины.

Суводольский гранитный массив. Находится в северо-западной части Старой Планины в геолого-тектонической единице антиклинали Вршской Чуки. Он обнажается на поверхности в форме неправильной вытянутой линзы площадью около 40 км². Западное обрамление массива составляют юрские осадки синклинали Миничево-Кадибогаз, чешуйчато налегающие на гранит, а с востока он ограничивается палеозойскими сланцами диабазо-филлитовой формации.

Выделено всего пять типов гранитоидов. Некоторые из них ясно относятся к различным фазам интрузии. Наибольшее распространение имеет биотит-амфиболовый гранит, составляющий центральные и восточные части массива и в некоторых местах переходящий в гранодиорит и граносиенит, особенно в местах частого появления включений микродиоритового состава.

К младшей фазе этой интрузивной серии принадлежат красный биотитовый гранит и его периферическая, местами ясно выраженная, аплитовидная разновидность, которая развилась по преимуществу в западной половине массива. В крайней северной части массива выделена большая масса альбитового гранита — гранофира. Настоящие аплитовые жилы редки, а мелкозернистые пегматитовые жилы минимально представлены в отдельных частях пояса аплитовидного гранита. Как самая младшая фаза появляются многочисленные гранит-порфировые (микро-

гранитные), риолитовые, риодацитовые и дацитовые жилы, пересекающие все остальные типы гранита. Наибольшая часть упомянутых жильных образований простирается в направлении ССЗ — ЮЮВ, с крутыми падениями. В юго-восточной части массива замечены небольшие массы амфибол-биотитовых микрогранитов (микрогранодиоритов), которые проявляют постепенный переход к нормальным среднезернистым породам того же типа и, вероятнее всего, являются частично сохранившимися апикальными частями массива.

Сланцеватые, гнейсово-гранитные зоны появляются преимущественно в центральных и северо-восточных частях массива, особенно в зоне контакта биотитового и биотит-амфиболового гранита. Катаклазированные и гнейсированные зоны гранита претерпели местами интенсивные гидротермальные изменения (серицитизация, хлоритизация) с проявлениями неоалбитизации. Контакт гранита с породами диабазо-филлитовидной формации падает к северо-востоку, а на западной окраине гранит тектонически контактирует с проявлениями незначительного чешуйчатого надвига юрских осадков на гранит.

Химические анализы гранитоидов Суводольского массива отражают изменения химизма магмы в течение прогрессивной кристаллизации и внедрения, начиная с диоритовых типов, через гранодиоритовые (фарсундитовый тип гранодиоритовой магмы по Ниггли), затем нормальные гранитные (йоземит-аплитовый тип лейкогранитной магмы), вплоть до настоящих гранит-аплитовых и натро-гранит-аплитовых типов лейкогранитовой или трондьемитовой группы магм известково-щелочного ряда.

Гранит-порфировые породы небольшого тела в районе Альдинца соответствуют, по химическим данным, нормальному гранодиоритовому типу гранодиоритовой группы магм, известково-щелочного ряда, что указывает на их определенное петрохимическое сходство с биотит-амфиболовым гранитом Суводольского и Равнобучского массивов. Приблизительно такие же характеристики показывает и гранит меньшего тела, вскрытого эрозией в красных пермских песчаниках, лежащих на этом граните в районе Карибани, в крайней юго-восточной части Старой Планины.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Металлогения, связанная с гранитоидными породами Старой Планины, отличается отсутствием крупных рудных месторождений, за исключением урана, хотя известно большое количество рудных проявлений. Это главным образом высокотемпературные и метасоматические образования.

Экономическое значение имеют лишь месторождения урана. Они появляются в гранитах и не связаны непосредственно с их интрузиями, а с более поздними оживлениями магматического очага. Месторождения принадлежат к урановой формации средне-альпийского этапа образования. Все остальные рудные проявления характеризуются незначительными размерами и бедным содержанием металлов.

В среднегерцинском этапе появляется много небольших рудных про-

явлений. Рудные минералы железа, меди, свинца, цинка, молибдена и, редко, висмута, урана и тория, различных парагенетических ассоциаций, выполняют трещины или образуют линзообразные и гнездообразные скопления в гранитоидах и контактирующих с ними породах. Они относятся к высокотемпературным, пневмо-метасоматическим и гидротермальным образованиям, не имеющим экономического значения. К этому этапу относятся и небольшие проявления ураноносных графитовых сланцев и гранитных пегматитов.

По способу образования урановые рудопроявления подразделяются на следующие типы:

- а) пегматиты (кварц, микроклин-микропертит, мусковит, уранинит и халькопирит) (Радичевци),
- б) метасоматические и гидротермальные оруденение:
 - с ураноторианитом на контакте змеевиков с гранитами (Альдина Река),
 - с аланитом в змеевиках (Альдина Река); с аланитом в граните на контакте со змеевиками и сиенитами (Умин-Дол, Продже, Горный-Крест);
 - с уранинитом и халькопиритом в габбро, близ контакта с микрогранитом (Трепетляк у лок. Альдинца);
 - с молибденитом, кварцем и пиритом на контакте микрогранита с габбро (Альдинец);
 - ураноносные графитовые сланцы иновской свиты.

Рудопроявления, имеющие экономическое значение принадлежат лишь к среднеальпийскому этапу образования. Они располагаются в яньском гранитном массиве, отличающемся в большей части своего пространства повышенным содержанием урана. Предполагается, что все рудопроявления были образованы мезотермальными щелочными растворами, происхождение которых связано с оживлением магматического очага, давшим риолиты (кварц-порфиры), причем гидротермы вымывали уран из глубинных зон гранитного массива и переносили его ближе к поверхности. Таким образом, возникли богатые заполнения в трещинах, имеющие экономическое значение.

Наряду с ними известно и некоторые число рудопроявлений, в которых, кроме урана, в большем количестве представлены и минералы свинца, цинка, а иногда и меди (Иновская-Река и др.).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА

Мездрей. Район месторождения Мездрей сложен породами черноверхской свиты, а также габброидными, диоритовыми и гранитоидными породами.

Известково-щелочные граниты представлены биотитовым типом. Вся масса гранита изменена механически и гидротермально. Механические изменения вызвали катаклазирование минеральных составляющих в виде мелкой сети, вплоть до микроскопических размеров, а в зонах интенсивного дробления и брекчирования образовались настоящие милониты. Гидротермальные изменения выражаются в интенсивной серицитизации плагиоклазов и микроклина, а также в хлоритизации биотитов. В силь-

нее катаклазированных и брекчированных партиях часто появляется карбонатизация и окремнение, а в зонах наибольшей раздробленности и интенсивной циркуляции растворов образовались серицит-каолинит-монтмориллонитовые жилы.

Ясно выраженная тектоническая зона простирающаяся с северо-запада на юго-восток, пересекает район месторождения. В этой зоне наблюдаются две оруденелые дислокации падающие к СВ под углом в 60°. Эта зона пересекает местами оруденные енелыми дислокациями направления В—З или ЗСЗ—ВЮВ с падением к юго-западу. Эта система дислокаций, образовавшаяся, главным образом, в начальных фазах альпийского орогенеза, открыла возможность пропитывания гранитных масс гидротермальными растворами. Послерудная тектоника выражается в виде трещин направления В—З, вдоль которых произошло перемещение блоков в направлении СВ.

Представленные в этом месторождении четыре рудные жилы характеризуются сходным минеральным составом. Их основным компонентом являются куски катаклазированной и оруденелой или окремнелой и серицитизированной окружающей породы. Второй — „глинистый” компонент составляет зальбанды рудных жил и в сущности является милонитизированной окружающей породой с серицитизированным и каолинизированным полевым шпатом. Третий компонент, представленный лишь на некоторых участках жил, состоит из пустого или чрезвычайного слабо пиритизированного кварца, который, как предполагается, образовался до оруденения.

Урановая минерализация чаще всего представлена урановой смолкой или связана с хлоритизированным биотитом, серицитизированным полевым шпатом, баритом или серицит-каолиновой массой.

Урановая смолка образует прожилки толщиной до 2 см зерна, иногда с ритмическим строением, величиной до 0,5 см, гнезда, вкрапленные в жилы или вмещающую породу, пленки в трещинах окружающих пород или, чаще всего, в верхних зонах рудных жил, тонкую, пылевидную импрегнацию в серицитизированных полевых шпатах, халцедоне, пирите и лимоните.

Из числа рудных минералов макроскопически наблюдаются лишь урановая смолка, пирит и гематит, представленные во всех рудных жилах. Кроме них встречаются еще магнетит, пирротин, марказит, мельниковит, лимонит, арсенопирит, минералы никеля, кобальта и висмута, тетраэдрит, галенит, сфалерит и халькопирит.

Жильные минералы представлены кварцом, халцедоном, доломитом, стронцианитом, серицитом и каоилитом.

Абсолютный геологический возраст уранового оруденения, определенный методом изотопов свинца, составляет 180 миллионов лет.

Предполагается, что урановое оруденение образовалось из низкотемпературных гидротермальных, щелочно-углекислых растворов в консолидированном ранее гранитом плутоне. Такие растворы с гидроокислами кальция и натрия растворяли уран в раздробленных, катаклазированных зонах гранитного массива и переносили его в верхние зоны в форме уранатов. Находящийся в боковых породах пирит с другими минералами создавал гальванические токи, ускоряющие процессы растворения, окисления и выщелачивания компонентов боковых пород

и переноса их в рудные трещины. Плагноклазы и другие минералы, содержащие кальций и магний, снижали растворимость уранатов и вызывали осаждение окислов урана, но возможно что и лавинические токи, изменяя равновесие в рудоносных растворах, также влияли на отложение урановой смолки. Весь процесс сводится к вымыванию урана из глубинных зон массива и образования рудных скоплений в верхних зонах.

Интенсивность оруденения по наблюдениям в горных выработках, зависит от двух преобладающих факторов: мощности рудных жил и связанной с ней степени милонитизации и серицитизации, а также литологического состава и интенсивности пиритизации вмещающих пород.

В местах пережима жил происходила более сильная милонитизация породы, заполнявшей жильное пространство. Теплые щелочно-углекислые растворы превращали полевой шпат в серицит и каолинит, которые во время циркуляции этих растворов абсорбировали некоторое количество урана. После превращения полевых шпатов и биотита в этой части жилы предрасполагалась циркуляция воды, а в местах, где не было трещин в породе, вовсе не происходило движение растворов. Поэтому такие участки рудных жил бедны оруденением.

В местах раздува жил милонитовый компонент распространен лишь в зальбандах, а масса жилы становится брекчиевидной. Она обогащается кремнеземом и карбонатным веществом. Урановое оруденение значительно богаче и представлено овальными зернами урановой смолки. Гематитизация, еле заметная в пережимах рудных жил, здесь чрезвычайно интенсивна и соответствует поздним стадиям гидротермальных изменений гранита. Жильное выполнение брекчиевидного типа имеет глинистые зальбанды, местами с „зеркалами“, покрытыми гематитом или пленками урановой смолки.

Наряду с таким структурным контролем процесса оруденения, замечается и литологическое влияние, хотя оно в месторождении Мездрей выражено значительно слабее. На участках рудных жил, пересекающих включения основных пород и дайки лампрофиров наблюдается минимальное содержание урана.

Габровница. Это месторождение находится в юго-западной части Яньского гранитного массива. Непосредственный район месторождения сложен биотитовыми гранитами, микрогабброидными и метадiorитовыми породами. Все они сходны с породами района Мездрей и претерпели сходные механические и гидротермальные изменения, с тем что основные породы района Мездрей характеризуются более щелочным составом.

Рудные жилы находятся в тектонической зоне с простиранием ССЗ — ЮЮВ, их выполнение состоит из следующих компонентов: брекчированной серицит-каолинитовой, кварцевой и диабазовой окружающей породы. Последние два компонента дорудного возраста и обычно лишены оруденения.

Минеральный состав оруденения сходен с составом рудных жил месторождения Мездрей. Разница состоит лишь в том, что урановая смолка в виде мелкой пыли импрегнирует зерна пирита, серицитизированные полевые шпаты, барит и серицит-каолинитовую массу. Участки рудных жил, пересекающие измененные основные породы и диабазовые филониты, имеют немного повышенное содержание хлорита в связи с гораздо

большим первичным содержанием минералов железа и магния по сравнению с гранитами.

Предполагается что оруденение образовалось, так же как и в Мездрее, за счет мезотермальных растворов.

ЛИТЕРАТУРА

- PETKOVIĆ, V.: O tektonskom sklopu Istočne Srbije. Glas Srpske akad. nauka, CXL; Beograd. 1930.
- PROTIĆ, M.: Geoloski sastav i tektonika Stare Planine. Rasprave Geol. instituta Kralj. Jugoslavije. Beograd. 1934.
- NOCKOLDS, S. R.: The Production of Normal Rock Types by Contamination and their Bearing on Petrogenesis. Geol. Mag. Vol. 71. 1934.
- TOMIĆ, J.: Bazicne stene i zeleni kristalasti škriljci Stare Planine. Glas Srpske akad. nauka, CLXII. Beograd. 1934.
- TOMIĆ, J.: Graniti i gnajsevi Stare Planine. Vesnik Geol. instituta Kralj. Jugoslavije, knj. IV, sv. 1. Beograd. 1935.
- FREY, R.: La classification moderne des roches éruptives. Rabat. 1937.
- BONČEV, E.: Geologija na Blgarija. Tom I. Sofija. 1950.
- WAHLSTROM, E.: Introduction to Theoretical Igneous Petrology. New York. 1950.
- ЧЕТВЕРИКОВ, С. Д.: Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород. Москва. 1956.
- ЗАВАРИЦКИЙ, А. Н.: Изверженные горные породы. Москва, 1956.
- RISTIĆ, M.: Uranium and Thorium Deposits in Yugoslavia. Internat. Conf. for Peace. Use of Atom. Energy, Proc. 6, 640. Ženeva. 1956.
- SIKOŠEK, B.: Neka geološka zapažanja u istočnom delu Istočne Srbije. Zbornik rad. Geol. instituta „Jovan Zujović“, knj. VIII, Beograd. 1957.
- TURNER, F. J., VERHOOGEN, J.: Igneous and Metamorphic Petrology. New York. 1960.
- RISTIĆ, M., SIKOŠEK, B., ANTONOVIĆ, A., DIVLJAN, S.: Geolosko — tektonski odnosi, magmatizam i metalogenija Stare Planine. Referat na V Kongresu Kar-pato-balkanske asocijacije. Bukurešt. 1961.
- PAVLOVIĆ, S., RISTIĆ, M.: Petroloska, geochemiska i tektonska proučavanja nekih granitoida Jugoslavije i karakter njihove metalogenije. Referat na V Savetovanju geologa F. N. R. Jugoslavije. Beograd. 1962.
- DIVLJAN, S.: Petrološka ispitivanja granita SZ dela Stare Planine. Referat na V Savetovanju F. N. R. Jugoslavije. Beograd. 1962.
- ČERVENJAK, Z.: Usmeno saopštenje o rezultatu odredjivanja apsolutne geol. starosti granita Stare Planine. Rad u štampi. 1962.
- MARMO, V.: On granites. Bull. Comm. Géol. Finlande, No. 201. Helsinki. 1962.

Matériaux présentés au VI^e Congrès
de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique

ОПЫТ СОПОСТАВЛЕНИЯ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА КАРПАТ И КАВКАЗА В СВЯЗИ С ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРОЙ И РАЗВИТИЕМ ЭТИХ ОБЛАСТЕЙ

Доклад, представляемый на VI Конгресс КБГА в Варшаве, 1963.

Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, Н. В. КОРОНОВСКИЙ

Завершающая орогенная стадия альпийского этапа (цикла) характеризуется в геосинклинальном поясе Тетиса мощными горообразовательными движениями, сопровождавшимися в ряде его областей вспышками наземной вулканической активности. Особенно интенсивно вулканизм проявился во внутренних зонах Апеннино-Сицилийской и Карпатской дуг, в Эгейско-Анатолийско-Иранской зоне средних массивов и Межгорных впадин, в мегантиклинории Малого Кавказа — т.е. во внутренних зонах альпийского пояса и значительно слабее — в некоторых районах внешних его зон (гл. обр. в мегантиклинории Малого Кавказа). Во всех этих районах в течение неогена и частично в антропогене происходили многократные, преимущественно субаэральные извержения лав и пирокластолитов разнообразного, сложного состава с преобладанием средних и кислых пород (за исключением последних фаз вулканической деятельности в ряде районов, где преобладают основные излияния).

Приуроченный к единому геосинклинальному поясу и единой стадии его развития, новейший орогенный вулканизм всех этих областей обладая многими общими или близкими чертами типов извержений, их химизма, общей направленности магматического процесса и т.д. Вместе с тем сравнение молодого вулканизма разных областей альпийского пояса позволяет выявить ряд существенных отличий и специфических особенностей магматизма в каждой из них. Они проявляются в некотором несовпадении времени начала и завершения эпохи орогенного вулканизма, различных соотношениях последнего с магматизмом предшествующих стадий альпийского этапа, своеобразии тектонического положения вулканических районов, региональных особенностях химизма магматических продуктов, и т.д. Эти отличия связаны с особенностями структурного положения, тектонического строения и развития различных областей альпийского пояса юго-западной Евразии.

В этом сообщении, используя материалы личных исследований во многих вулканических районах Большого, Малого Кавказа и Советского Закавказья и литературные данные, авторы сделали попытку выявить некоторые черты сходства и различия новейшего вулканизма этих областей и связать их с особенностями структуры и истории этих сооружений.

I. ВРЕМЯ ПРОЯВЛЕНИЯ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА

Эпохи интенсивной вулканической деятельности, связанные с орогенной стадией развития Карпат и Кавказа, хронологически не вполне совпадают, что связано с некоторой разновременностью прохождения этими сооружениями завершающих стадий альпийского этапа их развития.

На Карпатах (8, 10, 18, 24) первые прослои кислого вулканического материала, которые можно генетически связать с началом орогенного магматизма, отмечаются в олигоцене; они известны в некоторых районах внутренних зон Карпатской дуги и, в виде прослоев пеплов, в менилитовой свите внешних, флишевых Карпат. Значительно шире распространены миоценовые вулканические образования, относящиеся местами к бурдигальскому, чаще к гельветскому, и, особенно часто к тортонскому и сарматскому ярусам. („Сармат” Карпатско-Дунайской области соответствует нижнему и низам среднего сармата Черноморско-Каспийской области). Для целей нашего сопоставления их можно рассматривать как единую крупную и сложную миоценовую фазу эпохи новейшего вулканизма.

С ней связаны пирокластолиты и, в меньшей степени, лавы кислого (липаритового и дацитового) и, отчасти, среднего (андезитового) состава, развитые на огромных площадях внутренних зон Западных Карпат (Словацкий мегантиклинорий), островных горных массивов Северной Венгрии (Матра, Бюкк, Токай и др.), Советского Закарпатья (Береговское холмогорье, Аваш), Северной Румынии (Бая-Маре) и массива Апусени (2). В самых восточных частях Карпат (Кэлиман-Харгита) они развиты слабо. Мощные горизонты туфов того же возраста участвуют в заполнении северной и, отчасти, западной частей Паннонской, Малой Венгерской, Чоп-Мукачевской, Верхнетиссенской (Солотвинской) и Трансильванской внутренних впадин. В последние годы выяснено (25), что значительная часть кислых миоценовых вулканогенных пород Венгрии принадлежит спекшимся туфам (игнимбрикам) и туфолавам (пенистым лавам или „игниспумитам”, по Г. Панто (25). Возможно, что подобные породы распространены и в других районах Карпатской области.

Следующая крупная фаза вулканизма падает в Карпатах на конец миоцена, нижний и, вероятно, средний плиоцен¹⁾, (т.е. отвечает паннонскому и, возможно, дакийскому ярусам) паннон соответствует верхам среднего верхнему сармату, мэотису и понту, а дакий-киммерийскому ярусу Черноморско-Каспийской области. Мы назовем эту фазу миоплиоценовой. В это время преобладание среди вулканогенных пород в общем переходит от кислых к средним и отчасти основным их разновидностям (андезиты, андезито-базальты) при подчиненной роли кислых (дациты, липарито-дациты), нередко экструзивных пород, и от пирокластолитов — к лавам. Центры эффузивной деятельности смещаются с запада на восток и северо-восток, охватывая внутренние борты Румынских, Советских и самой восточной части Словацких Карпат (Вы-

1) В понимании большинства советских геологов или возможно, весь (?) плиоцен в его объеме, принят в Западной Европе.

горлатская, Прешовская гряды), массив Апусени и почти прекращаясь на большей части Венгрии и Словакии. Видимо, с этой фазой магматизма связаны наиболее значительные процессы гидротермального изменения и рудообразования в ряде районов Румынии и Советского Закарпатья.

Последняя фаза вулканической активности отвечает в Карпатах верхнему плиоцену (виллафранку, по западноевропейской схеме). Она выражена в основном в восточной части Карпатской дуги извержениями андезито-базальтовых, базальтовых и андезитовых лав. Главными районами их развития являются вулканическая гряда Келиман-Харгита, где до сих пор продолжается сольфатарная деятельность, и массив Апусени. Вопрос о присутствии верхнеплиоценовых эффузивов в Северной Румынии является спорным (5, 16, 23). Значение этой фазы и истории вулканизма Советского Закарпатья в последние время, по-видимому, переоценивалось; к ней стали относить т.н. „гутинскую” и „бужорскую” свиты, составляющие главную массу эффузивов Выгорлат-Гутинской гряды. Однако массовое систематическое палеомагнитное исследование более 400 образцов этих образований, проведенное О. А. Андреевой (физический факультет Московского Университета) при участии авторов, показало, что подавляющая их часть, за исключением небольших покровов, венчающих кое-где разрез вулканической гряды (в частности, на массиве Синяк близ г. Мукачево), обладает нормальным направлением вектора остаточного намагничивания, тогда как для верхнеплиоценовых образований характера обратная ориентировка этого вектора и магнитного поля Земли существовавшего в период их формирования. Следовательно, главная масса эффузивов этой гряды древнее верхнего плиоцена.

В западной части Карпатской области к верхнеплиоценовой фазе, видимо, принадлежат излияния щелочных базальтов, известных в некоторых районах Венгрии и Южной Словакии (Баконь, Шалготарьян). Указания на присутствие в Советских Карпатах, в хр. Аваш плейстоценовых лавовых потоков (17) — нашими исследованиями не подтвердились.

Т. о. эпоха новейшего (орогенного) вулканизма в Карпатской области (если не считать незначительных первых проявлений в олигоцене) выражена тремя крупными основными фазами, отличающимися по пространственному распространению магматических продуктов, их составу и генезису — миоценовой, миоплиоценовой и верхнеплиоценовой. Первая фаза целиком отвечает времени формирования горного сооружения Западных Карпат и прилегающего к нему участка краевого прогиба, а также начальной стадии проседания Паннонской впадины. В сармате завершается формирование краевого прогиба вдоль Северного фронта Карпатского сооружения и резко ослабляется воздымание его западной части, а восточная часть Карпат сохраняет высокую тектоническую активность. По краям их в панноне продолжается погружение Предкарпатского прогиба (в Румынии) и Закарпатских впадин (Чоп-Мукачевской, Верхнетиссенской, Трансильванской) и интенсивно опускается Паннонская внутренняя впадина. Очевидно, с этими процессами и связано смещение ареала вулканизма на восток. В конце плиоцена зона орогенного вулканизма еще более оттесняется к востоку, в пределы Ру-

мынских Карпат — единственной активной части Карпатской дуги, вдоль края которой еще продолжается опускание проедгорного прогиба. Напротив, в западной части Карпатской дуги, утрачивающей черты орогена и переходящей в состояние молодой платформы (3) проявляется кое-где щелочной базальтовый вулканизм, характерный для прилегающих районов эпигерцинской платформы (Чехии, Северной Моравии, Германии и др.).

В Кавказском секторе альпийского пояса новейший орогенный вулканизм проявился на отдельных участках мегантиклинория Большого Кавказа (Эльбрусская и Казбекская вулканические области (11)), незначительно — в пределах приподнятого среднего поперечного участка Закавказской межгорной депрессии (Центрально-Грузинская вулканическая область) и исключительно мощно — на огромных площадях мегантиклинория Малого Кавказа (12) (Ахалкалакская и Армянская вулканические области) и сопредельных территориях Турецкой Армении и, отчасти, Иранского Азербайджана, лежащих на участке сближения Понто-Малокавказских и Тавро-Загросских складчатых структур. Эпохе новейшего вулканизма предшествовал на Большом Кавказе длительный период отсутствия, а на Малом Кавказе — фаза резкого ослабления вулканической активности в течение большей части миоцена, сменившая мощные вспышки геосинклинального магматизма в палеогене.

Первая фаза бурных проявлений орогенного магматизма — миоплиоценовая — падает на верхний сармат — мзотис — понт, т.е. по времени примерно совпадает со второй фазой карпатского вулканизма. Она выражена в обеих вулканических областях Малого Кавказа гриандиозными извержениями пирокластолитов и, в меньшей степени, лав преимущественно среднего (андезитового) состава с подчиненной ролью основных (андезито-базальтов) и кислых (до дацитов и липаритов) пород. Одновременно происходят извержения в Турецкой Армении и мощные эксплозии кислых продуктов преимущественно игнимбритового характера на срединных массивах Центральной и Западной Анатолии (22, 27). В Центрально-Грузинской области эта фаза выражена небольшими излияниями и субвулканическими внедрениями базальтов повышенной щелочности, а в мегантиклинории Большого Кавказа сказалась, видимо, лишь у его северного борта в зоне сочленения с приподнятым краем эпигерцинской платформы, где имели место внедрения небольших лакколлитов и магматических диапиров щелочного, трахилипаритового состава (Минераловодский район).

В среднем плиоцене (киммерийский = дакийский век) вулканизм на Кавказе резко ослабевает и с новой силой вспыхивает в верхнем плиоцене — в ачкагыльском и апшеронском веках (= виллафранку). На малом Кавказе он начался (примерно в тех же районах, что и в миоплиоцене) с массовых излияний базальтов и андезито-базальтов (обычно с долеритовой структурой), которые местами сменились извержениями андезитов и дацитов и, весьма редко, небольшими экструзиями липаритов. Пирокластический материал в эту фазу уступил ведущую роль лавовому, но местами происходили эксплозивные извержения, а на массиве Арагац образовались первые (?) покровы дацитовых игнимбритов (6, 7, 21).

В осевой зоне Большого Кавказа, в Казбекской области происходят

грандиозные извержения лав и пирокластолитов андезито-дацитового состава, ныне почти нацело уничтоженных и сохранившихся лишь в виде многочисленных горизонтов, состоящих из перенесённых водными потоками и по воздуху и переотложенных вулканических продуктов (туфы, пемза, пеплы, галька и пр.) в верхнеплиоценовых молассах Терского краевого прогиба. Северо-западнее, на северном крыле мегантиклинория, в Эльбрусской области имели место мощные извержения кислых — липаритовых и липарито-диацитовых игнимбритов и туфолов, образующих покровы до 300—400 м (Нижне-Чегемский район) и даже до 2 км (Верхнечегемский район) (9, 14).

Третья крупная фаза новейшего вулканизма — антропогеновая, охватывающая как на Малом, так и на Большом Кавказе весь плейстоцен и голоцен, по масштабу извержений значительно уступает предыдущим. Для её продуктов, за некоторыми исключениями, типично еще большее господство лав над пирокластолитами и дальнейшее понижение их кислотности. На большей части Армянской вулканической области они выражены андезито-базальтовыми лавами с колебаниями до базальтов и андезитов (гл. обр. в плиоцене). В западной части Малого Кавказа состав продуктов становится более кислым-андезитовым и андезито-дацитовым в Ахалкалакской области и даже дацитовым в районе массива Арагац, где в плейстоцене происходят неоднократные мощные извержения игнимбритов и реже туфолов (арктического типа). Крупные полигенные вулканы центрального типа, действовавшие на Малом Кавказе в верхнем плиоцене, за исключением Арагаца, уступают в антропогене место ареально-трещинному типу вулканизма с блуждающими моногенными центрами.

На Большом Кавказе, в Казбекской области происходят извержения преимущественно андезито-дацитовых и андезитовых лав и пирокластолитов, центры которых по мере роста сводового поднятия смещаются к юго-востоку. В Эльбрусской области в процессе многократных извержений андезито-дацитов и дацитов создаётся огромный полигенный вулкан Эльбрус, а в начале верхнего плейстоцена повторяются (в тех же районах, что в плиоцене) небольшие эксплозии игнимбритов дацитового состава (14).

Т.о., на Кавказе, новейший вулканизм также выражен тремя основными фазами (две из которых хронологически совпадают с карпатскими), но в целом существенно смещен во времени, отставая на целую фазу. Это запаздывание, очевидно, не случайно. Оно связано с тем, что завершающая-орогенная стадия развития, ознаменованная интенсивным сводово-глыбовым воздыманием мегантиклинорий и заполнением предгорных и межгорных впадин мощными грубообломочными отложениями верхней молассы — начинается на Кавказе не с конца олигоцена — начала миоцена, как в Карпатах, а лишь с конца сармата и продолжается до современности. С высокой современной тектонической активностью связано продолжение деятельности вулканов Эльбрус, Казбек, М. Арарат и др. до позднего голоцена, а вулкана Нимруд в Турецкой Армении — даже до 1441 года. Каждая из трёх главных фаз новейшего вулканизма на Кавказе, как и на Карпатах отвечает определённой фазе активизации новейших горообразовательных движений в этой области, отличающейся от предыдущей фазы некоторой перестройкой общего тектонического

плана. При этом ослабление тектонической активности отдельных участков альпийских сооружений, как это наглядно видно на Карпатах, влечёт за собой затухание орогенного вулканизма, смещающегося в более подвижные зоны, или даже смену его вулканизмом платформенного типа.

II. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЗОН НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА

Тектонические условия размещения ареалов молодого вулканизма в Карпатской и Кавказской областях существенно отличны.

В Карпатской области они приурочены почти исключительно ко внутренней части Карпатской складчатой дуги. Внешняя миогеосинклинальная зона Карпат, сложенная мощным мел-палеогеновым флишем, оказалась практически непроницаемой для неогеновых вулканитов. Единичные проявления последних известны в зоне Предкавказского прогиба. В самой восточной его части, в Валахии, в районе Бакэу в неогеновых конгломератах обнаружено огромное скопление грубообломочного андезитового материала явно местного происхождения. Отдельные центры средние (?) миоценовых извержений предполагаются во внутренней части краевого прогиба Советских Карпат (или в зоне сочленения его со складчатым сооружением), судя по присутствию в т.н. пыстных конгломератах верхнего тортона крупных галек свежих калишпатовых липаритов; последние не характерные для Закарпатья и не могли быть перенесены оттуда через Карпатский хребет (4). В пользу существования местных вулканических центров в Предкарпатье говорят также находки в гельвете туфов повышенной щелочности (эгириновых трахитов) (18), что также не свойственно Закарпатыю. Небольшие проявления миоценового вулканизма отмечаются в самой западной части Предкарпатского прогиба — в Моравии.

„Рамой” основного, внутреннего вулканического пояса Карпат на севере служит весьма узкая тектоническая „зона утёсов”, трактуемая авторами как типичная „шовная зона” (15); она является поперечным выражением крупнейшего крутого глубинного разлома, разделяющего две резко отличные по структуре и развитию зоны (блоки) карпатской геосинклинальной области. На востоке роль „рамы” играет Мармарошский выступ кристаллического фундамента, на юге — кристаллический массив Южных Карпат. Фундамент обширной области, заключенной внутри этой дугообразной „рамы”, представляет сложное и в целом еще недостаточно расшифрованное сочетание палеозойских (и частично более древних), структур (гипотетический Паннонский срединный массив), а в периферических частях — также мезозойских складчатых структур. В период накопления флишевой формации внешних Карпат эта область, за исключением отдельных участков, была относительно приподнята, а в неогене была раздроблена на глыбы, испытавшие вертикальные перемещения разного знака амплитудой до нескольких км. Большая часть её подверглась мощным опусканиям (Паннонская, Малая Венгерская, Трансильванская и др. впадины), а отдельные блоки (массив Апусени, островные горы Венгрии) поднялись и частично объединились в единое сложное сооружение с флишевой воной Западных Карпат (Словацкий блок). Зоны неогенового вулканизма размещены в этой мозаичной структуре вполне закономерно и занимают в ней тройное положение.

1. Основная их часть принадлежит к огромной по протяжению, несколько изломанной в плане, местами прерывающейся, длительно формировавшейся вулканической дуге. Расположение вулканов этой дуги отчётливо контролируется крупнейшими глубинными разломами (тектоническими швами), продольными и поперечными, которые разделяют приподнятые и опущенные блоки области внутренних Карпат и отчасти ограничивают узкие линейные горсты между неогеновыми впадинами. Так, вулканические гряды приурочены к швам, ограничивающим с запада, с юга и с востока Словацкий блок, к продольному шву „зоны утёсов” от Прешова до Хуста, поперечному шву на меридиане Хуста, продольному шву Берегово-Бая-Маре, отделяющему Закарпатские впадины от Паннонской, к Кэлиман-Харгитскому шву (на западном борту Мармарошского массива) и к широтному шву, отделяющему Мурешский синклинорий от массива Южных Карпат. По мере движения вдоль этой дуги к востоку возраст вулканических образований в общем омолаживается — от нижнего-среднего миоцена в Словацком массиве до верхнего плиоцена в гряде Кэлиман-Харгита что, как уже говорилось, связано с более поздним завершением орогенического процесса на востоке Карпат. Для мио-плиоценовой и верхнеплиоценовой фаз характерны многочисленные крупные и мелкие вулканы и экструзивные массивы.

2. Меньшая часть неогеновых эффузивов выражена покровами и отдельными вулканами, „насаженными” на своды и крылья пологих неогеновых поднятий, и контролируется многочисленными разломами и трещинами, рассекающими фундамент этих сооружений. К этому типу принадлежат обширный (около 5 тыс. км²) андезито-дацито-липаритовый плиоценовый покров, насаженный на мезозойско-палеозойский цоколь западной части Словацкого массива (Кремницко-Штявницкое нагорье), а также меньшие по площади вулканические покровы массива Апусени.

3. К особому типу принадлежат огромные покровы кислых миоценовых (от гельвета до сармата) туфов и игнимбритов, выявленные бурением в северо-восточной части Паннонской впадины, к югу от гор Матра, Бюкк и Токай, а также в её западной части (к западу и к Ю-В от оз. Балатон). Площадь их достигает 50 000 км², а суммарная мощность — многих сотен-тысячи м (25), что говорит о грандиозном объёме эксплозивного материала (порядка 10 тыс. км³). Туфы в северной части впадины лежат на раздробленном основании Паннонского массива на породах палеозоя-триаса и палеогена — низов миоцена и, в свою очередь, разбиты на множество блоков разломами ВСВ простираения, вдоль которых резко меняется мощность и высота залегания вулканогенной толщи. ЮВ границей её распространения служит зона омоложенных в миоцене разломов, обрамлявших верхнемеловой Дебреценский флишевый прогиб, наложенный на срединный массив. Повидимому, многие глубокие разломы ВСВ простираения являлись выводящими каналами при миоценовых эксплозиях.

Извержения происходили в условиях относительно высокого положения фундамента срединного массива, но сопровождались характерными для игнимбритового типа вулканизма вулканотектоническими компенсационными проседаниями. Однако, основные погружение Паннонской впа-

дины (до 1,5—3 км) произошло уже после прекращения извержений, в паннонское и отчасти в послепаннонское время. Т.о. последняя в целом является более молодой, наложенной по отношению к миоценовому структурному плану, в котором рассматриваемая вулканическая область приурочена к пограничному с сооружением Карпат, северному участку Паннонского срединного массива.

К описанной выше Северо-Паннонской игнимбритовой области близки по структурной позиции и генезису (но не по возрасту!) огромные поля миоплиоценовых липаритовых туфов, игнимбритов и туфолав Центральной и Западной Анатолии (26). Они также приурочены к краевым раздробленным участкам средних массивов, пограничным с альпийскими складчатыми сооружениями, примыкающими к Киршехирскому массиву с юга (Тавр), а к Мендересскому — с северо-запада. Различие заключается в том, что в противоположность Паннонскому массиву, испытывавшему в плиоцене опускание, срединные массивы Анатолии сохранили в дальнейшем (за исключением отдельных участков) относительно приподнятое положение, в связи с чем там мог продолжаться в верхнем плиоцене и антропогене субазальный вулканизм, постепенно эволюционировавший в сторону центральных и трещинных излияний магмы среднего и основного состава.

В Кавказском секторе альпийского пояса, в отличие от Карпатского, новейший вулканизм проявился в пределах всех его продольных тектонических зон, причём почти везде он строго приурочен к полосе Транскавказского поперечного поднятия, пересекающего этот пояс от Ставрополя через Эльбрус до Арарата, и лишь на юго-Малого Кавказа и в Турецкой Армении распространяется далеко в стороны за пределы этой полосы (13).

В зоне Предкавказских краевых прогибов, как и в Предкарпатье, можно предполагать наличие единичных центров небольших новейших извержений; в частности, присутствие его вероятно в Терском краевом прогибе, в восточной части Сунженской надразломной антиклинали у г. Грозный (судя по обилию грубых угловатых обломков свежего андезитового материала в аллювии террас р. Сунжа).

На приподнятом центральном поперечном участке Большого Кавказа многочисленные вулканы и относительно небольшие покровы молодых эффузивов группируются в две области. Эльбрусская область, приуроченная к северному крылу мегантиклинория, отличается относительно более кислым составом продуктов (преимущественно липаритовым в плиоцене и дацитовым в антропогене) и двукратными извержениями игнимбритов и туфолав, мощными в верхнем плиоцене и более слабыми в верхнем плейстоцене. Извержения этого типа, как в предыдущих случаях, по-видимому, можно связать с наличием здесь приподнятого жесткого каледонского субстрата, на юге Эльбрусской области выходящего на поверхность, а на большей части прикрытого относительно маломощным мезозойским чехлом, образующим пологую моноклинал. Структура и развитие этой Лабино-Малкинской зоны (15), не испытывавшей в альпийском этапе глубоких геосинклинальных опусканий и складчатости, во многом аналогична срединным массивам. Лабино-Малкинская зона — это своеобразный „краевой массив”. Размещение полигенных вулканических массивов на юге Эльбрусской области (Эльбрус, В. Чегем) контролируется узлами пере-

сечения продольных глубинных разломов крупными поперечными нарушениями; игнимбритовый вулканизм Нижнечегемского района связан с многочисленными рассеянными подводящими трещинами (9). Извержения игнимбритов и туфолов сопровождались вулкано-тектоническими проседаниями земной коры. В самой северной части области (Минераловодский район), по существу уже в условиях структуры платформенного типа в неогене произошли внедрения множества мелких лакколи-топодобных тел повышенной щелочности (трахилипариты).

Для Казбекской области, приуроченной к осевой инверсионной зоне мегантиклинория, характерны извержения менее кислой, андезито-дацитовой и андезитовой магмы. Во времени она изменяется мало (хотя в верхнечетвертичное время появляются отдельные потоки андезито-базальтов), но коэффициент эксплозивности и интенсивность извержений снижаются, а продольные разломы в структурном контроле вулканических проявлений постепенно уступают место поперечным.

Небольшая Центрально-Грузинская вулканическая область приурочена к приподнятому поперечному участку Закавказской межгорной депрессии, представляющему обломок эпипалеозойского Закавказского срединного массива (т.н. „Грузинской глыбы“). С рассекающими его в разных направлениях глубокими расколами связаны неогеновые базальты повышенной щелочности, а в более опущенной ЮЗ части зоны — также трахиты. Вулканизм этой области напоминает новейший вулканизм герцинид Средней Европы и совершенно не похож на вулканизм срединных массивов Карпат, Балкан и Анатолии.

Казбекская область характеризуется весьма мощными, но резко дифференцированными новейшими поднятиями (составившими с конца сармата +3+4 км) с образованием отдельных небольших вулкано-тектонических депрессий.

В пределах мегантиклинория Малого Кавказа и прилегающих районов Турецкой Армении новейшие вулканические образования покрывают огромную площадь (свыше 70 тысяч км²), достигая мощности до нескольких сот — тысячи м. Они бронируют в основном ЮЗ половину сооружения М. Кавказа, которая не подверглась глубоким геосинклинальным погружениям в начале альпийского этапа (в юре), но испытала раздробление и существенную переработки в мелу — палеогене, когда в её пределах заложились несколько вторичных геосинклиналей, которые к концу палеогена испытали складчатость и прервались в синклиории. Развитие вторичных прогибов сопровождалось мощными подводными извержениями и завершилось внедрением гранитоидных интрузий. Между этими синклиориями сохранились остаточные антиклинальные поднятия, как правило, в новейшее время продолжающие испытывать унаследованное воздымание амплитудой до 2—3 км. К ним преимущественно и тяготеет основная часть вулканических центров Малого Кавказа. Миоплиоценовые и, отчасти, верхнеплиоценовые вулканические толщи образуют крупные пологие брахиструктуры, по большей части близкие к простиранию линейной складчатости субстрата, а с конца плиоцена и особенно в антропогене — все больше выступает роль продольных и, гл. обр., поперечных разломов и трещин, контролирующих расположение центров извержений и смещающих молодые лавовые поу-

ровы. Состав эффузивов со временем становится в общем все более основным, коэффициент эксплозивности падает.

Существенно выделяется своими особенностями средняя часть вулканического поля, отвечающая зоне Транскавказского поперечного поднятия и выраженная на территории СССР Джалкалакским нагорьем и массивом г. Арагац (Алагез), а в Турции-Карсским плато и районом от Ара-рата до оз. Ван. Здесь господствуют весьма пологие меридионально вытянутые, увенчанные цепочками вулканов и округлые в плане (Арагац) вулканические „щиты” и своды. По-видимому, они „насажены” на относительно приподнятые жесткие блоки метаморфического палеозойского фундамента, „обтекаемые” складками смежных с ними альпийский геосинклинальных прогибов и представляющие собой несколько небольших срединных массивов (Ахалкалакский, Карс-Арааракский, Ара-ратский ?). Эта поперечная полоса отличается от восточной части Армянского нагорья в общем более кислым составом эффузивов, а входящий в неё район Арагаца — мощными и многократными извержениями дацитовых игнимбритов и туфолов (6, 7, 21).

Сравнивая структурную приуроченность новейшего вулканизма на Кавказе и в Карпатах можно сделать следующие выводы:

1. В обоих регионах вулканизм очень интенсивно проявился во внутренних зонах геосинклинального пояса; во внешних его зонах он получил развитие только на Б. Кавказе, а в зоне краевых прогибов его ничтожные проявления имели место как в Предкарпатье, так и в Предкавказье.

2. На Кавказе, испытывающем интенсивные геотектонические движения до современности, ареалы новейшего вулканизма в целом устойчиво сохраняли свое положение, тогда как в Карпатах, по мере постепенной утраты тектонической подвижности, они постепенно мигровали к востоку.

3. Если на Карпатах ведущим структурным типом являются вулканические зоны, связанные с краевыми глубинными разломами, разделяющими поднятия и впадины, то на Кавказе этот тип почти не выражен и господствуют вулканические постройки, насаженные на своды и крылья крупных молодых поднятий и контролируемые системами осложняющих их разломов (в Карпатах их аналоги известны лишь в Словацком и Апеннинском массивах).

4. В отличие от Паннонского массива в Карпатах, на Кавказе случаи глубокого последующего погружения районов новейшего вулканизма неизвестны.

5. На Кавказе так же, как и на Карпатах и в Анатолии, широко распространены извержения игнимбритов и туфолов, неоднократно повторявшиеся в одних и тех же районах. Их характерной тектонической особенностью, независимо от положения в общем структурном плане региона, является наличие неглубоко залегающих (или выступающих на поверхность) крупных блоков жесткого фундамента. Эксплозивные извержения этого типа были связаны с существованием близповерхностных периферических очагов кислой, весьма богатой летучими компонентами магмы и сопровождались проседаниями вулкано-тектонического характера (14).

6. Новейший вулканизм срединных массивов оказывается резко различным если большинство их характеризуется кислыми эксплозивными

извержениями и огромной ролью игнимбритов, то Закавказскому (Грузинскому) срединному массиву свойственны проявления базальтовой магмы повышенной щелочности, аналогичные по составу эффузиям подвижных платформ.

7. В общем молодой вулканизм Карпат тяготеет к зонам разломов в относительно жестких палеозойских и отчасти мезозойских структурах внутреннего ядра Карпатской дуги, тогда как на Кавказе он преимущественно тяготеет к зонам альпийских геосинклинальных прогибов, испытавшим впоследствии складчатость и поднятие.

III. СООТНОШЕНИЯ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА С БОЛЕЕ РАННИМ АЛЬПИЙСКИМ МАГМАТИЗМОМ

Отмеченные выше резкие различия и размещения зон новейшего вулканизма Карпат и Кавказа станут понятнее, если проанализировать связи его с магматизмом предшествующих стадий альпийского этапа в обеих этих областях.

В пределах эвгеосинклинали Малого Кавказа магматическая деятельность в эффузивной и интрузивной форме проявлялась в течение всего альпийского этапа, начиная с юры, и лишь ареалы её во времени сменялись. В эоцене во вторичных (мел-палеогеновых) геосинклинальных прогибах имели место мощные извержения; замыкание этих прогибов в конце эоцена-олигоцена и, м.б., начале миоцена сопровождалось местами новыми эффузиями и внедрением батолитических масс гранитоидов, а местами и щелочных пород. Даже в миоцене слабая вулканическая деятельность (судя по прослоям лав в осадках) не прекращалась. Т.о., новейший орогенный вулканизм на Малом Кавказе является по существу непосредственным продолжением (с новой тектонической обстановке) мезозойского и палеогенового магматизма, и связан с эволюцией глубинных магматических очагов, развивавшихся в течение всего альпийского этапа.

В Эльбрусской и Казбекской областях Большого Кавказа вулканическая деятельность проявилась после огромного перерыва, но присутствие в каждой из этих областей кислых интрузий мел-палеогенового возраста явно свидетельствует в пользу достаточно длительного существования в их пределах самостоятельных глубоких магматических очагов, продукты которых в конце неогена впервые получили доступ к земной поверхности.

Также весьма продолжительным было существование очагов щелочно-базальтовой магмы в пределах Грузинского срединного массива, где извержения подобного состава имели место в верхней юре, верхнем мелу и миоплиocene.

Напротив, в пределах Карпатской геосинклинали проявления мезозойского и палеогенового магматизма крайне незначительны, за исключением мезозойских эффузивов и позднемеловых интрузий липаритовой формации в Банате и смежных районах южных Карпат. Поэтому весьма вероятно, что неогеновый вулканизм в большинстве районов Карпат связан с возникновением и раскрытием в орогенную стадию развития новых глубинных магматических очагов.

IV. ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА

Данные гравиметрических исследований в первых, еще недостаточных сейсмических работ показывают, что существенные отличия в структурном положении зон новейшего вулканизма на Карпатах и на Кавказе связаны с резкими различиями глубинного строения земной коры этих зон. Вулканические области Большого и Малого Кавказа приурочены к зонам крупнейшим на Кавказе гравитационных минимумов (в редукции Буге), отвечающим утолщениям земной коры („корням гор”) до 50—55 км. При этом наивысшие значения отрицательных гравианомалий и, по-видимому, наибольшие утолщения коры имеют место в пределах участков Большого и Малого Кавказа, входящих в пределы полосы Гранскавказского поперечного поднятия. Характерно, что на этих участках (Эльбрусская, Ахалкалакская области, Арагац) новейший вулканизм отличается наиболее кислым составом продуктов и широким развитием игнимбритов (Арагац, Эльбрусская область). Центральнo-Грузинская область щелочно-базальтовых излияний на Грузинском срединном массиве характеризуется наличием гравитационного максимума и, по-видимому, менее мощной корой, которой свойственно согласное поведение поверхностных и глубинных границ в коре вплоть до границы Мохоровичича. Т.о., зоны орогенного вулканизма мегантиклинорий Кавказа связаны с гравитационными минимумами Буге и утолщениями коры, а промежуточная зона „платформенноидного” основного вулканизма — с гравитационным максимумом и относительным утонением коры.

На Карпатах соотношения сказываются иными. В рельефе гравитационного поля в редукции Буге главная вулканическая дуга, приуроченная к глубинным швам между сооружением Карпат и внутренних впадин, отвечает отчетливой границе между зоной гравитационного минимума, охватывающей мегантиклинорий Карпат и Предкавказский прогиб, и зоной максимума, занимающей Паннонскую впадину. В изостатической редукции с вулканической дугой внутренних Карпат, особенно её наиболее юной восточной частью (от Прешов-Токайской до Кэлиман-Харгитской гряды) четко совпадает ось гравитационного максимума; к востоку во внешних Карпатах он резко сменяется минимумом, а к западу поле положительных аномалий распространяется на всю Паннонскую впадину (20). Последняя характеризуется утонением земной коры до 30 км и менее, тогда как под Карпатами имеется её утолщение („корень гор”). Т.о., в глубинной структуре Карпатской области зоны новейшего вулканизма приурочены к резким границам (глубинным разломам), разделяющим зоны с резко различным строением коры вплоть до поверхности Мохоровичича.

Интересно отметить, что аналогичное положение в общем тектоническом плане и гравитационном поле занимают вулканические зоны Апеннинского полуострова, Липарских островов и Сицилии: они также приурочены к границе между внутренним бортом дугообразно изогнутого Апеннино-Сицилийского складчатого сооружения и наложенными на срединные массивы краевыми участками Тирренской впадины (1). В гравитационном поле (в изостатической редукции) Апеннины выра-

жены, как и Карпаты, крупным линейным минимумом, Тирренская впадина, как и Паннонская — обширным полем отрицательных аномалий, а ось гравитационного максимума — с пограничной между ними вулканической зоной.

V. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОДУКТОВ КАВКАЗА И КАРПАТ, ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ НА ПЛОЩАДИ И ВО ВРЕМЕНИ

1. Орогенный вулканизм альпийских сооружений Карпат, Большого и Малого Кавказа в общем характеризуется типичной для геосинклинальных областей известково-щелочной магмой (с некоторым преобладанием Na над K), дающей широкий спектр дифференциатов от андезито-базальтов (реже базальтов) до липарито-дацитов. В течение всей эпохи новейшего (орогенного) вулканизма состав магматических продуктов и на Кавказе и на Карпатах в общем изменялся в сторону менее дифференцированных, более основных пород. Внутри каждой из трёх главных стадий направленность изменений состава продуктов не подчинялась какой-либо общей закономерности. На Малом Кавказе более или менее чётко выявляется гомодромная последовательность (от основных продуктов к кислым). На Большом Кавказе, внутри верхнеплиоценовой и антропогеновой стадий выделяется по несколько циклов, в которых для Казбекской области характерна скорее гомодромная, а для Эльбрусской — обратная, антидромная последовательность. Преобладающее мнение о господстве на Карпатах гомодромной последовательности в каждой крупной фазе вулканизма (8, 10) представляется нам излишне схематичным и во многом связанным с субъективностью проведения границ между фазами; в действительности каждая из выделенных крупных фаз состоит, как правило, из нескольких разобщённых во времени периодов извержения.

Карпатский вулканизм отличается от Кавказского в общем несколько более кислым составом преобладающих продуктов; это в особенности относится к первой (миоценовой) её фазе, в которой, гл. обр., на северной периферии Паннонского массива резко преобладают липариты и дациты; на поднятых же массивах (Словацком, Апусенском) широко распространены менее кислые породы (андезиты). В Кавказской области кислые образования более свойственны мегантиклинории Большого Кавказа, чем Малому Кавказу, а в обоих мегантиклинориях — участкам максимального поперечного перегиба (Транскавказского поднятия), т.е. Эльбрусской, Ахалкалакской областям, массиву Арагац.

2. От рассмотренного орогенного (позднегеосинклинального) типа вулканизма Карпат, Большого и Малого Кавказа резко отличается тип, выраженный извержениями основных базальтоидных лав более или менее повышенной щелочности, обычно свойственной активизированным участкам ранее консолидированных областей материков, в частности подвижным зонам молодых платформ. Исторически, в пределах одной области этот тип следует за позднегеосинклинальным (орогенным) типом магматизма, но может проявляться одновременно с последним в смежной с орогеном зоне, раньше перешедшей в послегеосинклинальную стадию своего развития (стадию молодой платформы). В плиоцене

подобный вулканизм был характерен для северного консолидированного обрамления сооружения Западных Карпат (Чехия и др.), а в конце плиоцена, в связи с постепенным угасанием в последних тектонической активности и начавшимся переходом в стадию молодой платформы, щелочно-базальтовый тип вулканизма стал проявляться и в западной части Карпатской дуги. На Кавказе подобный же вулканизм был весьма характерен на протяжении большей части альпийского этапа (верхняя юра, мел, миоплиоцен) для Закавказского (Грузинского) срединного массива, который в отношении магматизма, начиная с мала, проявлял себя как миниатюрная молодая платформа.

Т.о., вулканизм срединных массивов альпийского пояса, в частности на орогенной стадии его развития может быть резко различным (щелочно-базальтовый либо кислый с игнимбритовыми извержениями). По-видимому, нынешнее понятие „срединные массивы” объединяет структурные элементы, близкие по поверхностной структуре, но существенно различные по характеру глубинных процессов и истории развития, которые в дальнейшем должны быть выделены как самостоятельные тектонические категории.

3. Наконец, особый тип магматизма, выраженный количественно небольшими и редкими проявлениями щелочной магмы кислого и среднего состава, характерен, по-видимому, для зон сочленения альпийских сооружений с молодыми платформами. Примерами могут служить близповерхностные интрузии трахилипаритов Минераловодского района в Предкавказье и извержения туфов эгириновых трахитов в Предкарпатье. Вероятно, родственны им генетически трахитовые лавы зоны сочленения М. Кавказа и Закавказского срединного массива (в Гурин) (19).

ЛИТЕРАТУРА

1. АРТЕМЬЕВ М. Е.: Некоторые закономерности распределения изостатических аномалий в области альпийских складчатых сооружений западной Европы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1962.
2. БЛЯКУ, М., ДИМИТРЕСКУ, Р.: Краткий очерк геологии Западных гор (Румыния). Советская геология № 5, 1959.
3. БУДАЙ, Т., ШВАГРОВСКИЙ, И.: Развитие неогена Западных Карпат на территории Чехословакии. Материалы IV съезда КБ 17, № 3, Киев, 1960.
4. ГОФШТЕИН, И. Д., КОСТЮК, В. П.: Новые данные о составе Писстынских конгломератов (Карпаты). ДАН СССР, т. 132, № 1, 1960.
5. ДЖЮШКЕ, Д.: Эволюция вулканизма в районе Бая-Маре. Материалы IV съезда КБА, № 2, Киев, 1960.
6. ЗАВАРИЦКИЙ, А. Н.: Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1947.
7. ЗАВАРИЦКИЙ, А. Н.: Новейшие вулканические образования Армении. Тр. Ин-та геол. наук, АН СССР, в. 53, 1940.
8. КОСТЮК, В. П.: Геолого-петрографический нарис магматизму Карпат. Изд. АН УССР, Київ, 1961.
9. МАСУРЕНКОВ, Ю. П.: Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. АН СССР. Тр. ИГЭМ, вып. 51, 1961.
10. МАЛЕЕВ, Е. Ф.: Новые данные о фазах вулканизма в Советских Карпатах. ДАН СССР, т. 133, № 5, 1960.
11. МИЛАНОВСКИЙ, Е. Е.: Основные черты истории плиоценового и антропогенного вулканизма Кавказа. Мат. сов. по изуч. четв. периода. т. II, 1961.
12. МИЛАНОВСКИЙ, Е. Е.: О неогеновом и антропогенном вулканизме М. Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.

13. МИЛАНОВСКИЙ, Е. Е.: Новейший вулканизм и его место в структуре и истории альпийской геосинклинальной области юга СССР. Сов. геол. № 4, 1960.
14. МИЛАНОВСКИЙ, Е. Е., КОРОНОВСКИЙ, Н. В.: „Туфолавы” и родственные им образования Ц. Кавказа. Тр. лаб. вулк., вып. 20, 1961.
15. МИЛАНОВСКИЙ, Е. Е., ХАИН, В. Е.: Геологическое строение Кавказа. Москва 1963.
16. ОНЧЕСКУ, Н.: Геология Румынской Народной Республики. М. 1960.
17. ПИОТРОВСКАЯ, Т. Ю.: К вопросу о четвертичном вулканизме Выгорлат-Чутинской вулканической гряды. Тр. лаб. вулк. АН СССР, вып. 18, 1960.
18. СОБОЛЕВ, В. С., КОСТЮК, В. П., БОБГИЕВИЧ, А. П. и др.: Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, 1955.
19. СХИРТЛАДЗЕ, Н. И.: Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, 1958.
20. СУББОТИН, С. И.: Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований и перспектив поисков нефтеносных структур. Сб. Геологическое строение и нефтеносность западных и южных областей Украины. Изд. АН УССР, Киев, 1959.
21. ШИРИНЯН, Г. К.: Вулканические туфы и туфолавы Армении. Ереван, 1961.
22. ФЮРОН, Р.: Введение в геологию и гидрогеологию Турции. 1953.
23. ЯНОВИЧ, В., ДЖЮШКЕ, Д., МАНИЛИЧ, В., ГЕРАСИ, Н., ШУДЕ, Р., ГЕОРГИУЭ, Г., ДУМИТРЕСКУ, Р.: Бая-Маре. Гид экскурсий V конгресса КБА. Бухарест, 1961.
24. KUTHAN, M.: Únďačny vulkanizmus parpatskeho orogenu a vulkanologicke studia v sev. časti Presovokych hor. Prace statneho geolog. ustavu, ros. 17, 1948.
25. PANTO, G.: The role of ignimbrites; the volcanism of Hungary. Acta Geologica, t. II, f. 3—4, 1962.
26. WESTERWALD, I.: Phases of Neogene and Quaternary volcanism in Asia Minor. Congr. Geol. Intern. XX Sect., 1956. Vulkanologia del Cenozoico, t. I, 1957.

Matériaux présentés au VI^e Congrès de l'Association
Géologique Carpatho-Balkanique

NOUVELLES RECHERCHES GÉOTHERMOMÉTRIQUES EN ROUMANIE PAR LA MÉTHODE STATISTIQUE

par

Mircea SAVUL et V. POMIRLEANU

Dans leurs recherches antérieures, les auteurs ont introduit dans la géothermométrie la méthode statistique (1, 2, 3) grâce à laquelle ont été obtenus des résultats concordants.

Les nombreuses déterminations de température menées sur plusieurs échantillons prélevés systématiquement dans le même gisement ont été employées à la construction des histogrammes et des courbes de fréquence.

Parmi les résultats obtenus par la méthode statistique nous signalons ceux qui ont trait à des gisements filoniens hydrothermaux et à des schistes cristallins (4).

A. GISEMENTS FILONIENS HYDROTHERMAUX

1. Les histogrammes construits ont montré que la cristallisation du quartz dans un gisement ou souvent dans un même endroit d'un gisement n'a pas eu lieu à une température fixe mais à un intervalle plus large; en général avec un seul maximum de fréquence, rarement à deux maxima.

2. Pour le même endroit les déterminations faites sur plusieurs cristaux peuvent avoir des valeurs variables, mais leur totalité présente des limites communes de variation des températures.

3. Les déterminations sur des échantillons prélevés à des profondeurs successives suivant la ligne de la pente majeure, montrent qu'en général, les températures de cristallisation du quartz augmentent avec la profondeur, autant en ce qui concerne les limites de variation et les maxima de fréquence que les moyennes arithmétiques des températures.

Basés sur ces déterminations les auteurs ont construit un diagramme qui, en réalité représente une analyse géothermométrique de la formation du quartz dans le gisement pour le profil étudié (Ex. gisement de Baia Sprie).

Ce diagramme permet le calcul d'un gradient géothermique des solutions et l'interprétation de ce dernier suivant le lieu de naissance des solutions thermales.

4. Lorsque le processus de minéralisation d'un filon n'a pas été continu et uniforme, ce fait se reflète assez distinctement dans le diagramme. Par exemple, dans le cas d'une fracture postérieure au commencement de la minéralisation — et qui a permis la venue des solutions par une autre voie — on observe que le régime thermique pendant le remplissage du

filon a subi une modification, qui se reflète sur le diagramme dans la discontinuité des courbes.

5. Dans le cas de deux filons parallèles, appartenant au même gisement, on constate que pour une altitude absolue égale, la température de cristallisation du quartz est, en général, différente (Ex. gisement de Săsar).

B. LES SCHISTES CRISTALLINS ET LES MINÉRALISATIONS DE SULFURES COMPLEXES QUI Y SONT LOCALISÉES

Les auteurs ont constaté que les intercalations concordantes et lenticulaires de quartz se sont formées à une température équivalente à celle de la roche encaissante et elles représentent des différenciations métamorphiques (5).

2. Suivant les données expérimentales de la littérature les auteurs ont élaboré — pour les schistes cristallins — des courbes qui permettent de faire des corrections de pression dans le but de connaître la valeur réelle de la température par rapport à la valeur expérimentale, dans les cas où le gradient géothermique pendant le métamorphisme a été 30°C et 50°C/km .

3. Au cas des minéralisations de polysulfures, concordantes dans les schistes cristallins, on a constaté l'absence des variations régulières de température et du point de vue statistique la variation de la température de formation du quartz du minerai et des impregnations, entre les mêmes limites que celles du quartz des schistes cristallins environnants. Ce fait vient à l'appui de l'hypothèse d'une genèse sédimentogène des minéralisations. La mise en place de ces sédiments a été suivie par le métamorphisme de tout le complexe, y compris les roches encaissantes. Pendant le métamorphisme ont eu probablement lieu aussi des différenciations métamorphiques.

A l'occasion du V-e Congrès de l'Association carpatho-balkanique, tenu à Bucarest en 1961, les auteurs ont présenté un exposé général sur les recherches de géothermométrie effectuées jusqu'à ce moment-là. Dans le présent ouvrage, les auteurs viennent exposer en continuation — à titre informatif — les nouvelles données acquises après cette date.

A. Groupes de filons hydrothermaux dans le bassin supérieur de Valea Nistrului (région de Maramures) (NW de la localité de Baia Mare).

Au N de la localité de Nistru, dans Valea Nistrului et son affluent Valea Bancotei, sont localisés plusieurs groupes de filons. Des recherches ont été menées dans le filon Sofia — situé entre Virful Priporului et Virful Piastra Mică — les filons Iosif, Arthur, Nepomuk et Florian — situés dans la partie supérieure de Valea Nistrului (Fig. 1).

Dans le filon Sofia, la minéralisation renferme les minéraux suivants: pyrite, chalcoppyrite, blende, galène, marcassite, wurtzite, localisés dans une gangue de quartz, calcite et barytine. Le filon Arthur contient de la pyrite et de la chalcoppyrite dans une gangue de quartz. La minéralisation des filons Nepomuk et Florian consiste en pyrite et chalcoppyrite et d'une façon subordonnée, en galène et blende dans une gangue de quartz (6).

Dans les filons Sofia, Iosif, Arthur, Nepomuk et Florian ont été effectuées — au total — 492 mesures de température. Le tableau 1 comprend

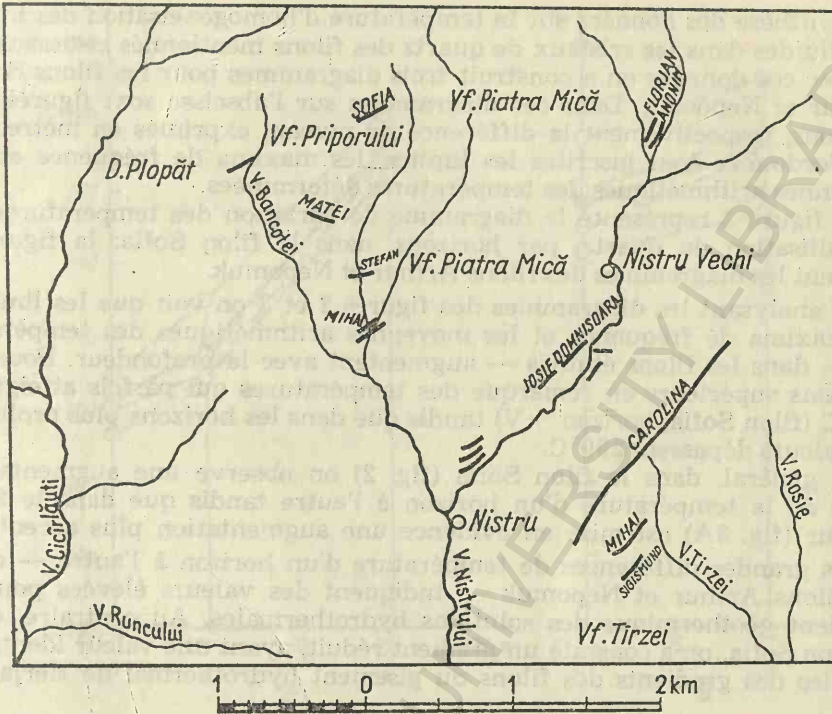


Fig. 1. Esquisse simplifiée de la zone de minéralisation du bassin de Valea Nistrului (d'après Dan Rădulescu)

Tableau 1

Filon	Horizon	No. dét.	Temp. moyenne	Limites C°		Maximum de fréquence
				min.	max.	
SOFIA	+V	67	199,1	154	222	155—160 205—210
	+IV	45	218,8	203	245	215—220
	+III	23	218,7	201	226	215—220
	+II	51	228,1	207	262	225—230
	+I	39	252,2	214	276	250—255
	0	27	267,9	247	289	265—270
IOSIF	—II	39	272,8	245	293	275—280
	—III	67	242,6	222	291	230—235 270—280
ARTHUR	0	15	201,8	194	209	200—205
	—I	24	217,2	209	230	210—215
	—II	26	272,1	265	284	270—275
NEPO-	—I	26	253,3	243	274	250—260
MUK	—II	29	271,2	254	291	270—275
FLORIAN	+500	15	230,6	224	239	225—230

une synthèse des données sur la température d'homogénéisation des inclusions fluides dans les cristaux de quartz des filons mentionnés ci-dessus.

Avec ces données on a construit trois diagrammes pour les filons Sofia, Arthur et Nepomuk. Dans ces diagrammes sur l'abscisse sont figurés des horizons, respectivement la différence de niveau, exprimés en mètres, et sur l'ordonnée sont inscrites les limites, les maxima de fréquence et les moyennes arithmétiques des températures déterminées.

La figure 2 représente le diagramme de variation des températures de cristallisation du quartz, par horizons, dans le filon Sofia; la figure 3 contient les diagrammes des filons Arthur et Nepomuk.

En analysant les diagrammes des figures 2 et 3 on voit que les limites, les maxima de fréquence et les moyennes arithmétiques des températures — dans les filons étudiés — augmentent avec la profondeur. Pour les horizons supérieurs on remarque des températures qui parfois atteignent 154°C (filon Sofia, horizon +V) tandis que dans les horizons plus profonds les valeurs dépassent 290°C.

En général, dans le filon Sofia (fig. 2) on observe une augmentation lente de la température d'un horizon à l'autre tandis que dans le filon Arthur (fig. 3A) est mise en évidence une augmentation plus accentuée.

Les grandes différences de température d'un horizon à l'autre — dans les filons Arthur et Nepomuk — indiquent des valeurs élevées pour le gradient géothermique des solutions hydrothermales. Au contraire, dans le filon Sofia, on a constaté un gradient réduit, ayant une valeur identique à celles des gradients des filons du gisement hydrothermal de Herja (7).

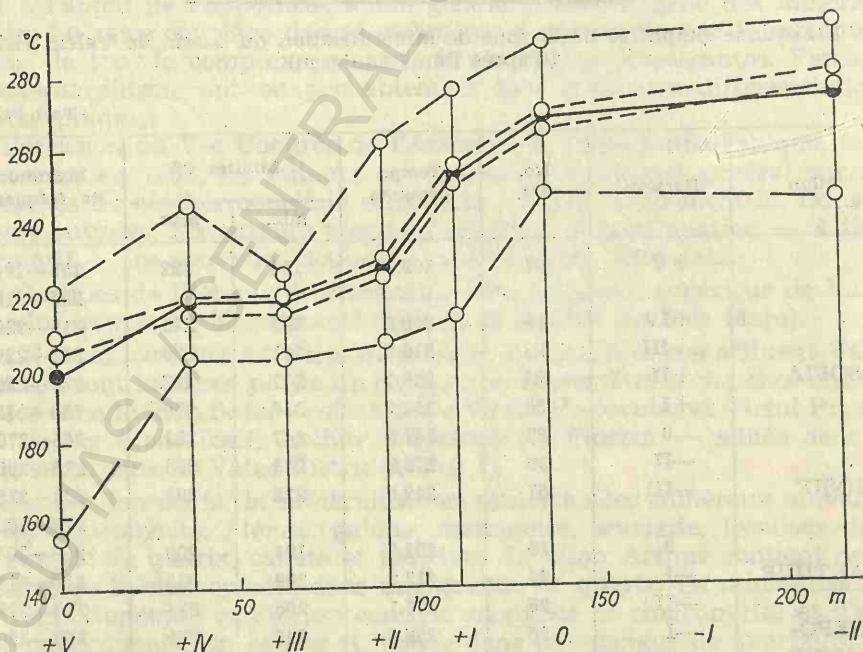


Fig. 2. Diagramme de variation des températures de cristallisation du quartz dans les sept horizons du filon Sofia

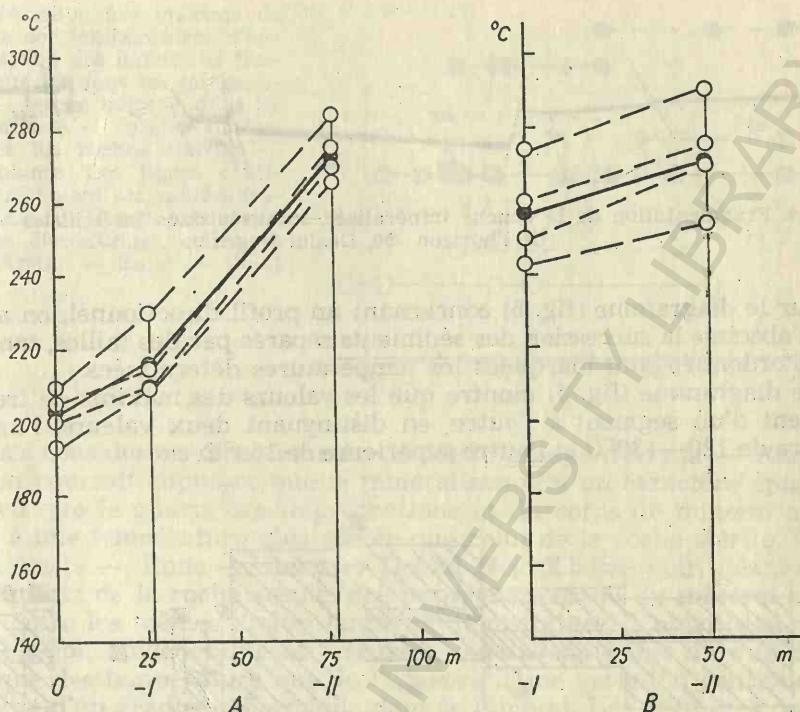


Fig. 3. A. Diagramme de variation des températures de cristallisation du quartz dans le filon Arthur, aux horizons 0, -I, -II B. Diagramme du filon Nepomuk, aux horizons -I, -II

Les résultats géothermométriques obtenus dans les filons du bassin supérieur de Valea Nistrului sont variés, non seulement en fonction du caractère de la minéralisation mais également du régime thermique différent d'un groupe de filons à l'autre, probablement à cause du fait que le filon Sofia se rattache à un autre corps éruptif que les deux autres filons.

B. Les minéralisation de Fundul Moldovei dans les schistes cristallins des Carpathes Orientales.

A Fundul Moldovei, les minéralisations principales apparaissent sous forme de couches lenticulaires ou d'imprégnations de pyrite cuprifère, intercalées particulièrement dans un ou deux horizons de schistes sériciteux. Les roches porphyrogènes, blanches qui constituent un horizon repère que l'on peut poursuivre à la surface sont exemptes de corps de minerai.

Les schistes cristallins, avec les corps de minerai inclus, présentent une série de failles transversales. Sur la figure 4 est représentée une esquisse du plan marquant le développement de la direction des intercalations de pyrite cuprifère dans l'horizon principal des schistes sériciteux de Dealul Negru. Dans cette région ont été effectuées environ 700 déterminations expérimentales sur la température d'homogénéisation des inclusions fluides du quartz localisé dans les schistes cristallins stériles de la zone d'imprégnation, ainsi que dans les corps de minerai de Dealul Negru, Arșița, Runc et Deluț.

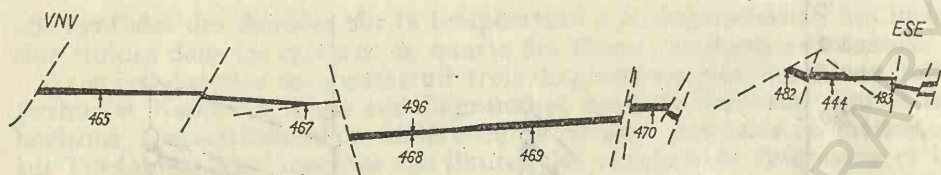


Fig. 4. Fragmentation de la couche minéralisée, localisée dans les schistes sériciteux de l'horizon -50, Dealul Negru

Sur le diagramme (fig. 5) concernant un profil directionnel, on a inscrit sur l'abscisse la succession des sédiments séparés par des failles, tandis que sur l'ordonnée sont marquées les températures déterminées.

Le diagramme (fig. 5) montre que les valeurs des maxima de fréquence varient d'un segment à l'autre, en distinguant deux valeurs, l'une inférieure de 120—130°C et l'autre supérieure de 160°C.

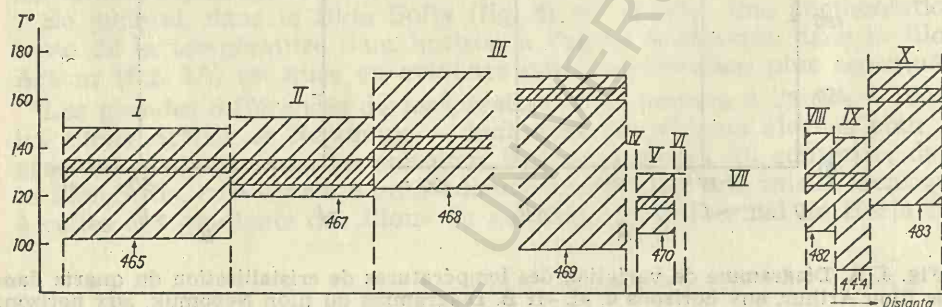


Fig. 5. Variation des températures d'homogénéisation des inclusions de quartz dans l'horizon -50 Dealul Negru

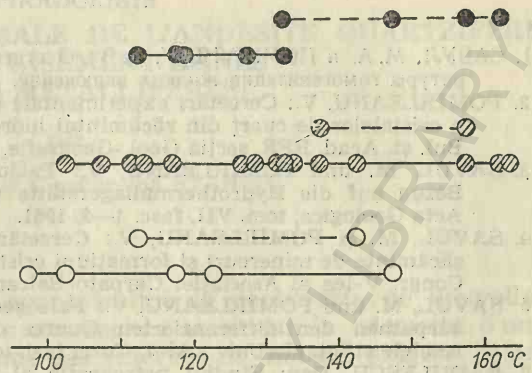
Le diagramme montre que dans la même couche minéralisée, la température de formation du quartz a varié entre des limites très larges, soit dans le même cristal soit dans le même échantillon. Les maxima de températures accusent des variations plus petites.

La figure 6 représente le schéma des variations des maxima de fréquence des températures pour le quartz renfermé dans les roches stériles, les imprégnations et le minerai des gisements de Dealul Negru à côté des minéralisations du groupe Arșița — Runc — Deluț.

Pour le quartz compris dans les roches stériles, on constate que les maxima de fréquence des températures d'homogénéisation des inclusions fluides — pour le groupe d'Arșița — Runc — Deluț — sont situés dans le cadre des limites valables pour le groupe de Dealul Negru. Un cas similaire est celui du quartz cantonné dans la roche imprégnée. Signalons la tendance des températures du groupe d'Arșița — Runc — Deluț de se situer vers des valeurs de variation plus élevées.

Quant au quartz du minerai, l'on observe des valeurs comprises entre les limites des températures correspondant au quartz des imprégnations et une tendance vers des valeurs plus élevées (groupe d'Arșița — Runc — Deluț).

Fig. 6. Variation des maxima de fréquence des températures d'homogénéisation des inclusions fluides du quartz: dans les minéralisations — cercles noirs — dans les imprégnations — cercles hachurés; dans les roches stériles — cercles blancs. Les lignes continues représentent les minéralisations de Dealul Negru, tandis que les lignes discontinues, celles du groupe Arșița — Runc — Deluț



Si nous considérons d'une manière isolée le groupe d'Arșița — Runc — Deluț on pourrait supposer que la minéralisation a un caractère épigénétique, vu que le quartz des imprégnations et du corps de minerai a cristallisé à une température plus élevée que celui de la roche stérile. L'ensemble Arșița — Runc — Deluț et Dealul Negru laisse voir, néanmoins, que le quartz de la roche stérile, des imprégnations ou du minerai a cristallisé entre les mêmes limites larges de température. L'hypothèse d'une minéralisation épigénétique est réfutable autant du point de vue de la statistique des température que de l'absence d'une variation continue régulière ou d'un gradient thermique dans le minerai. Les dernières constatations ont été faites surtout dans Dealul Negru, où les travaux miniers ont permis le prélèvement des échantillons en conditions plus favorables.

Pourtant, il est possible que pendant le métamorphisme ait eu lieu une différenciation métamorphique entre certaines limites de température, produisant la modification du gisement primaire.

CONCLUSIONS

Les recherches effectuées mènent à la conclusion que les minéralisations hydrothermales sont caractérisées par une succession régulière des températures en fonction de la profondeur et par la mise en évidence d'un gradient géothermique.

Dans le cas des schistes cristallins, le gradient géothermique n'a pas été établi sur des distances relativement limitées. Ont été identifiés des paquets de couches où le quartz a cristallisé entre certaines limites de température.

Dans les gisements filoniens hydrothermaux la température des solutions a diminué sur une distance limitée entre le corp magmatique et la surface, c'est-à-dire sur 100 m environ ou plus. Dans les schistes cristallins, les variations de température ont été enregistrées sur des distances de l'ordre des kilomètres, auxquelles se sont ajoutées les variations locales dues à des causes diverses, telles que: les mouvements tectoniques, la circulation des solutions, etc.

BIBLIOGRAPHIE

1. САВУЛ, М. А. и ПОМУРЛЯНУ, В. В.: О статистическом методе определения температуры гомогенизации жидких включений. Геохимия, Нр. 3, 1958.
2. POMIRLEANU, V.: Cercetări experimentale cu privire la temperatura de formare a cristalelor de cuarț din zăcămintul hidrotermal de la Herja (reg. Baia Mare). Bul. șt. Acad. R.P.R. secția Geol.-Geografie, 3—4, tom. 2, 1957.
3. SAVUL, M. und POMIRLEANU, V.: Paläogeothermometrische Forschungen in Bezug auf die Hydrothermallagerstätte von Baia Sprie (Felsöbanya). R.V.R. Acta Geologica, tom. VII, fasc. 1—2, 1961.
4. SAVUL, M. și POMIRLEANU, V.: Cercetări paleogeotermometrice asupra unor zăcăminte de minereuri și formațiuni cristaline din Carpații Orientali. Lucrările Congr. V-lea al Asociației Carpato-Balcanice, București 1961 (sous presse).
5. SAVUL, M. und POMIRLEANU, V.: Paleogeothermometrisches Profil in den Ost-karpathen den differenzierten Quarz der kristallinen Schiefer betreffend. Analele științ. ale Univ.: Al. I. Cuza. Iași, tom. VI fasc. 2, 1960.
6. RĂDULESCU, Dan: Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini — Ilba — Nistru (Baia Mare). Anuarul Comit. Geologic v. XXXI, p. 151—260, București. 1958.
7. POMIRLEANU, V. și BARBU, A.: Cercetări geotermometrice și structural petrologice în zona de mineralizație din Bazinul Văii Nistrului (Baia Mare). Studii și cercetări de geologie. Acad. R.P.R. fasc. 3—4. 1962.

Matériaux présentés au VI^e Congrès
de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique

ALTÉRATION HYDROTHERMALE DE L'ANDÉSITE QUARTZIFÈRE DANS LE GISEMENT HANEȘ (MONTS MÉTALLIFÈRES)

par

M. BORCOȘ et Constantina STANCIU

Les problèmes économiques ayant trait à la découverte de nouvelles zones minéralisées et des gisements cachés ainsi que la nécessité d'une augmentation continue du volume des réserves de minerai exigent l'élargissement de la base théorique des recherches géologiques par l'application des méthodes les plus modernes. Un tel moyen d'investigation est l'analyse détaillée des roches des auréoles hydrothermales des gisements.

Grâce à l'étude des produits de transformation hydrothermale, on a réussi récemment à mieux préciser le rapport génétique entre les divers aspects du hydrométamorphisme et les accumulations de minerai hydrothermales.

Les premiers résultats obtenus dans ce domaine en Roumanie (7, 12) comprennent des renseignements satisfaisants; ce fait a affermi la conviction qu'une étude plus approfondie permettra d'obtenir de nouveaux critères comme indices de prospection capables d'établir une prognose plus exacte des travaux géologiques.

Une zone type du développement des volcanites néogènes — la région des Monts Métallifères — offre, par les nombreux affleurements, les travaux d'exploitation et d'exploration ainsi que par le degré avancé des recherches, des conditions favorables à une étude détaillée des roches éruptives soumises à la transformation hydrothermale au voisinage des principales voies d'accès des solutions minéralisatrices. En général, les transformations hydrothermales accompagnent les andésites quartzifères dont la venue représente la principale phase métallogénique, et dans laquelle sont cantonnés les principaux gisements auro-argentifères, parfois de caractère polymétallique.

Etant donné qu'en général les masses d'andésites quartzifères des Monts Métallifères dans les trois secteurs connus: Brad-Săcărimb, Almaș-Stănița (12) et Baia de Arieș — Roșia — Bucium, accusent des caractères sensiblement similaires en ce qui concerne le mode de formation, le type et la forme de gisement, le caractère métallogénique et le mode de transformation hydrothermale, il a été choisi, pour l'étude de l'altération hydrothermale, le gisement Haneș qui présente des caractères analogues aux autres gisements des Monts Métallifères.

GÉNÉRALITÉS

Le gisement Haneș est cantonné dans le corps andésitique quartzifère de Virful Iepurelui dans le bassin de Valea Almaș à 20 km NW environ de la localité de Zlatna (district Alba).

Suivant les dernières données parues (1, 2), l'activité éruptive dans ce secteur est post-tortonienne, manifestée pendant la II-e phase éruptive de la région des Monts Métallifères.

Le fascicule de fractures filoniennes, orienté WNW—ESE, est représenté par deux plans minéralisés (filons 11 et 22) très ramifiés, d'aspect arborescent dans les parties supérieures. Les deux filons — qui constituent également l'axe du gisement Haneş — atteignent environ 1000 m de longueur, dépassant les limites du corps andésitique où ils présentent le développement maximum; l'extension en profondeur — d'après les données acquises — est de 650 m environ (fig. 1). L'épaisseur des filons varie entre des dimensions de l'ordre des centimètres jusqu'à 1 m, tout en rencontrant, fréquemment, des épaisseurs de 0,30 cm. Les fractures filoniennes sont comblées par une paragenèse de minéraux métalliques, tels: pyrite, marcassite, blende, galène, chalcoppyrite, pyrrhotine; subordonné covelline, chalcosine; sporadiquement or natif et minéraux de gangue: quartz, calcite, dolomie et minéraux argileux. En général, la minéralisation a un caractère auro-argentifère, à spécifique polymétallique plus pregnante au niveau inférieur. Certains résultats de géothermométrie indiquent le caractère mono-ascendant de la minéralisation de ce secteur et des conditions thermodynamiques de formation caractéristique du stade mésothermal.

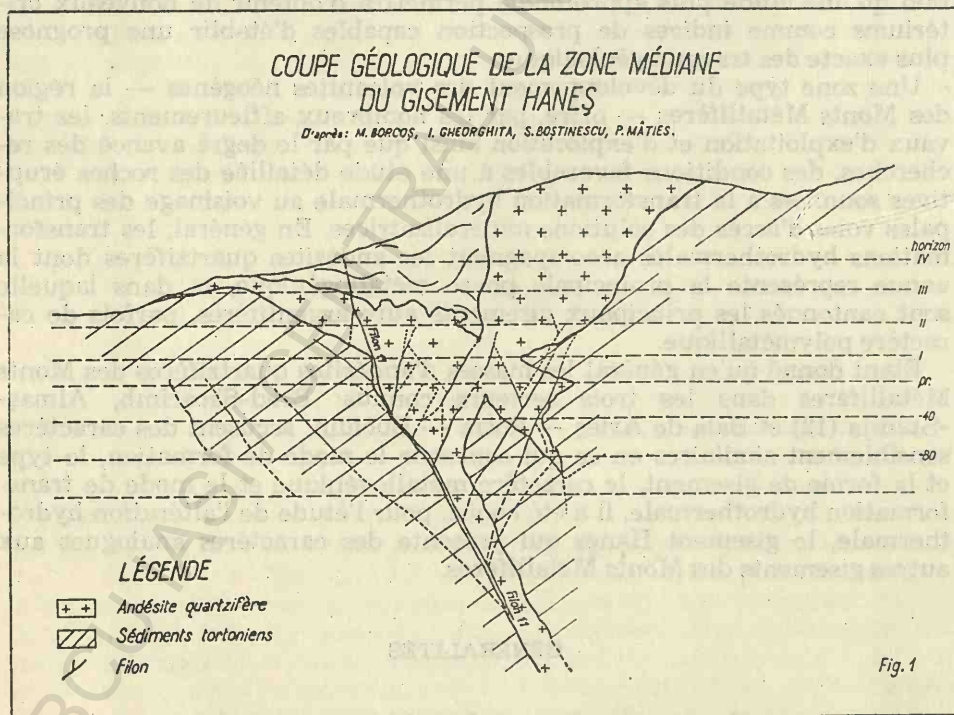


Fig. 1. Coupe géologique de la zone médiane du gisement Haneş
1 — andésite quartzifère, 2 — sédiments tortoniens, 3 — filon

Le matériel prélevé systématiquement dans l'andésite quartzifère de la mine Haneş, au niveau des 7 horizons, a permis l'identification au microscope des associations minérales de néoformation, tandis que les analyses chimiques ont mené à la détermination des limites de variation des radicaux chimiques, comme résultat des réactions métasomatiques postvolcaniques, qui ont eu lieu dans la roche favorable, au dépens de la circulation des solutions hydrothermales. Les diagrammes des résultats obtenus offrent des critères de séparation de trois types d'altération, la détermination de leur succession à l'horizontale — depuis la source vers la roche non-altérée — ainsi que leur variation à la verticale; ces données permettent la reconstitution des divers stades de transformation du processus hydrothermal.

La classification de nos observations sur l'évolution des processus de transformation hydrothermale dans le gisement Haneş dans un cadre géologique régional a été faite suivant diverses indications concernant: la phase de l'âge de l'éruption, la tectonique et la structure du gisement, le caractère de la minéralisation et les conditions thermodynamiques de formation.

TYPES DE TRANSFORMATION ET ZONALITÉ DE L'ALTÉRATION HYDROTHERMALE

De la distribution des paragenèse des minéraux de substitution présentées par l'andésite à diverses distances de principales voies de circulation, les auteurs ont constaté l'existence de trois types de transformation, notamment:

1. andésite propylitisée à andésine dans la zone externe;
2. andésite propylitisée à séricite dans la zone de transition;
3. andésite séricitisée dans la zone interne.

Les caractéristiques de chaque type ont été établies tenant compte des modifications minéralogiques et chimiques survenues dans la roche pendant les trois stades de différenciation du processus hydrothermal.

I. Modifications minéralogiques

1. ANDÉSITE PROPYLITISÉE À ANDÉSINE (ZONE EXTERNE)

Le processus de substitution — pendant ce stade de transformation — favorise la formation de l'albite et de la séricite sous forme de réseaux fins dans les phénocristaux de plagioclase (35—45% An); de la substitution des cristaux de hornblende et pyroxène résultent les minéraux suivants: calcite, chlorite et d'une manière subordonnée séricite et leucoxène. La pâte de la roche est imprégnée de fines paillettes de chlorite, individualisées souvent comme aggrégats radiaires, précipitées dans certaines cavités de dissolution (8). La pyrite apparaît sous forme de cristaux disséminés dans la pâte de la roche. L'association des minéraux de substitution, caractéristique pour l'andésite propylitisée à andésine, montre d'une part une paragenèse de haute température au-dessous de l'horizon principal — dans

le canal d'alimentation du corps, représentée par l'albite, l'épidote, la chlorite, la calcite, le leucoxène et un peu de séricite et d'autre part, une paragenèse de température basse — au-dessus de l'horizon principal — sans épidote (5). Ces modifications n'ont pas changé les caractères primaires de la structure, mais en échange ont imprimé à la roche une couleur caractéristique, verte.

Le type de l'andésite propylitisée à andésine occupe dans la plupart de cas, une position périphérique dans l'auréole des modifications hydrothermales du gisement, s'étendant parfois jusqu'au contact du corps avec les dépôts sédimentaires.

2. ANDÉSITE PROPYLITISÉE À SÉRICITE (ZONE DE TRANSITION)

Dans cette zone, l'andésite quartzifère constitue un stade intermédiaire de transformation entre le type de propylitisation sensu stricto (type 1) et les formes d'altération hydrothermale intense, localisées à proximité des filons (type 3). Elle diffère de l'andésite propylitisée à andésine en ce que la transformation du plagioclase et le cadre des éléments mélanocrates sont les mêmes, excepté la substitution de l'épidote par la chlorite et la calcite des horizons inférieurs. Dans la pâte des contenus en chlorite, séricite, calcite et pyrite augmentent.

Quoique les modifications minéralogiques ne soient pas essentielles, ce type de transformation est mis en évidence dans la série des caractères d'altération hydrothermale. A l'oeil nu le phénomène se traduit par une décoloration partielle de la roche (couleur gris-vert) qui maintient encore assez distinctement la structure porphyrique.

3. ANDÉSITE SÉRICITISÉE (ZONE INTERNE)

Dans cette zone l'évolution du processus de transformation hydrothermale a avancé dans le sens d'une séricitisation et chloritisation prononcées, accompagnées ultérieurement par des carbonatations et des silicifications. Dans le cadre de cette zone sont individualisées quelques paragenèses distinctes — en ensemble caractérisées par la séricite — disposées, fréquemment, selon une certaine succession.

La séricite et la chlorite constituent l'association la plus fréquente; la chlorite se développe dans le cadre des éléments mélanocrates et dans la pâte, tandis que la séricite qui se substitue complètement aux phénocristaux de plagioclase, apparaît aussi dans celles de pyroxène et de hornblende à côté de la chlorite ainsi que dans la pâte de la roche. Dans cette paragenèse, d'une façon subordonnée participent le quartz et la calcite. La chlorite présente des variétés magnésiennes presque incolores à interférence rappelant celle de la séricite, différemment des variétés ferro-magnésiennes, caractéristiques pour l'andésite propylitisée à andésine.

La séricite représente, parfois, le seul minéral de substitution, développé autant dans les phénocristaux que dans la pâte de la roche. Sporadiquement il est associé à la chlorite, la séricite, la calcite.

La séricite avec les carbonates constituent une autre paragenèse spécifique, où la calcite, la sidérite $\pm$ ankérite, la dolomie constituent des ag-

grégats microgrenus aux dépens des éléments mélanocrates, tandis que la séricite et la chlorite se développent, principalement, dans le cadre des phénocristaux de plagioclase.

Exceptionnellement, le quartz peut constituer dans certaines situations, le seul minéral de substitution accompagné parfois de séricite, à laquelle, en général, il vient se substituer. Les agrégats quartzeux ou quartzo-sériciteux occupent la place des phénocristaux, remplaçant quelquefois complètement aussi la pâte de la roche.

Dans les quatre paragenèses mentionnées la pyrite est présente avec une participation plus significative dans la roche à proximité des filons. Le leucoxène cité dans l'andésite de la zone externe, représente un élément relicté dans l'association des minéraux de substitution mentionnés.

Les rapports entre les associations des minéraux de substitution et la participation quantitative de ces derniers dans la zone interne, permettent le déchiffrement de leur succession et l'explication de la disposition zonaire en rapport avec la source de minéralisation. Les variétés de chlorite magnésienne (antigorite) représentent des minéraux formés au début du stade de l'altération hydrothermale intense. Ordinairement, les associations de chlorite sont cantonnées dans la partie médiane et externe de la zone interne. La substitution presque complète de la chlorite par la séricite, marque un moment ultérieur, qui définit sensu stricto la séricitisation. Ce processus a eu lieu dans la proximité immédiate des filons. Les situations plus rarement rencontrées, lorsque le quartz et les carbonates remplacent la séricite, marquent le moment final de l'activité métasomatique hydrothermale. C'est pourquoi la silicification est normale à proximité des filons tandis que la carbonatation se développe, généralement, dans la partie médiane de la zone interne ou vers la zone de transition. Signalons que les variétés de chlorite ainsi que les carbonates formés pendant ce stade de transformation intense — différemment de celles rencontrées dans la zone externe et intermédiaire — représentent une génération plus récente.

La séricitisation se reflète également dans l'aspect macroscopique de la roche, déterminant la couleur blanchâtre de cette dernière; la structure primaire s'efface complètement et il en résulte un agrégat microgrenu compact.

Vu que dans l'andésite de la zone intensément altérée, la présence de la séricite est permanente, ayant une tendance d'accumulation à proximité des filons, nous admettons la notion de séricitisation aussi pour les cas lorsque les autres minéraux de substitution qui accompagnent la séricite présentent des enrichissements plus importants. Par conséquent, le terme d'andésite séricitisée doit être admis — dans un sens plus large — avec la possibilité de séparer plusieurs sub-types correspondant aux paragenèses minéralogiques citées (andésite séricitisée à chlorite, à carbonates etc.).

II. Modifications chimiques

Les caractères chimiques de l'andésite dans l'auréole hydrothermale du gisement Haneş, ont été établis au moyen des analyses quantitatives des composants chimiques (SiO_2 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , H_2O , CO_2 et S) dont

plusieurs ont joué un rôle important dans la dynamique du métamorphisme hydrothermal. Ce phénomène a eu lieu par une action de lessivage et un apport de matériel concomitant avec la mobilisation et le redépôt de certains éléments dans les trois zones de transformation citées auparavant. Pour chaque type de modification, dans la série des radicaux chimiques analysés, sont caractéristiques seulement les groupes qui par leurs contenus accusent un aspect particulier.

1. ANDÉSITE PROPYLITISÉE À ANDÉSINE (ZONE EXTERNE)

Le groupe des oxydes de Ca, Mg et Na caractérise du point de vue chimique cette transformation de premier stade, à valeurs élevées et limites de variation réduites. La teneur en CaO est 4% au-dessus de l'horizon — 40, avec tendance d'augmentation jusqu'à 4,5% au-dessous du niveau de cet horizon. Entre l'horizon principal et l'horizon II, les limites de la teneur en CaO varient de 3,5% à 4% (fig. 7). Le MgO présente également une teneur constante, une moyenne de 2% au-dessus de l'horizon principal et de 1,8% au-dessous (fig. 7). En général la courbe Mg dans les coupes horizontales décrit une ligne presque droite, laquelle — dans tous les cas — en rapport avec la courbe du CaO présente des valeurs inférieures. Sur la fig. 7 on voit une répartition inégale de la teneur en Na_2O à la verticale, représentée par des valeurs maxima de 2,5% au niveau de l'horizon — 40, I, II et IV et des valeurs minima de 1,5% aux niveaux de l'horizon principal et III. La teneur en K_2O présente la même disposition irrégulière, avec une valeur moyenne de 1% au-dessous de l'horizon II et une valeur accrue jusqu'à 2% au-dessus de cet horizon (fig. 7). Le diagramme (fig. 7) montre que le SiO_2 présente des valeurs plus constantes, de 56%, avec une légère tendance d'accroissement jusqu'à 50% au-dessus de l'horizon III. Les teneurs en H_2O , CO_2 et S (fig. 7) ou en SiO_2 sont sans importance pour la présentation chimique de ce stade de transformation, étant donné leur caractère invariable (0,20% pour S; 1,5% pour CO_2); l'eau présente des oscillations entre 1 et 2,25%.

Des faits exposés résulte le caractère constant des teneurs analysées entre les limites des valeurs le long des coupes horizontales; ce caractère se maintient aussi à la verticale (fig. 2—6, 7) excepté CaO, MgO, Na_2O et H_2O . Vu les teneurs importantes en CaO, MgO et Na_2O la composition chimique de l'andésite propylitisée à andésine correspond à la paragenèse minéralogique formée de plagioclase non-altéré (parfois à transformation naissante en séricite, albite et calcite), chlorite, calcite, séricite $\pm$ épidote.

2. ANDÉSITE PROPYLITISÉE À SÉRICITE (ZONE DE TRANSITION)

La composition chimique de la roche de cette zone ne présente pas de différences essentielles en comparaison avec le stade antérieurement décrit; les courbes des diverses teneurs tendent à s'accomoder aux positions qu'elles occupent dans la zone interne, de séricitisation, laquelle, en même temps, représente un stade stable de l'équilibre chimique. Ainsi les teneurs en CaO de divers horizons (fig. 2—6, 7) diminuent depuis l'andésite propylitisée à andésine vers l'andésite séricitisée, tandis que le MgO augmen-

VARIATION DE LA PARTICIPATION DES PRINCIPAUX CONSTITUANTS CHIMIQUES DANS L'AURÉOLE HYDROTHERMALE DE L'ANDÉSITE QUARTZIFÈRE.

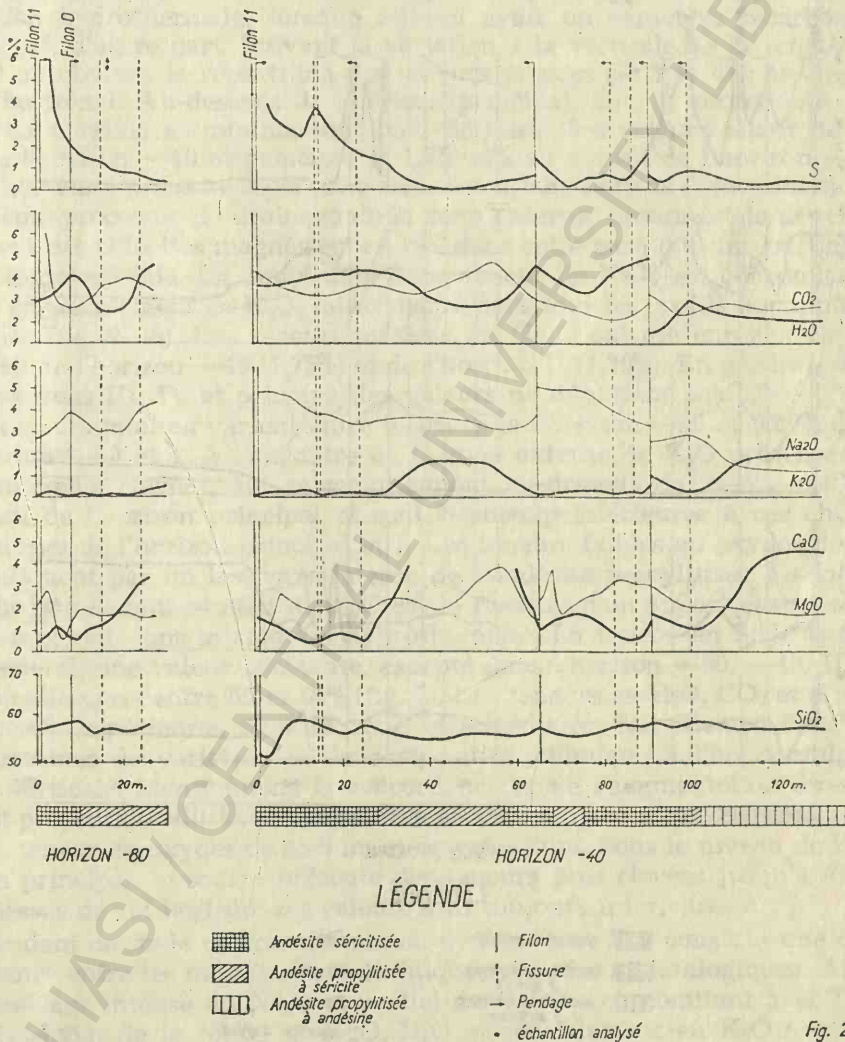


Fig. 2

Fig. 2. Variation de la participation des principaux constituants chimiques dans l'auréole hydrothermale de l'andésite quartzifère
1 — andésite séricitisée, 2 — andésite propylitisée à sérinite, 3 — andésite propylitisée à andésine, 4 — filon, 5 — fissure, 6 — pendage, 7 — échantillon analysé

VARIATION DE LA PARTICIPATION DES PRINCIPAUX CONSTITUANTS CHIMIQUES
DANS L'AURÉOLE HYDROTHERMALE DE L'ANDÉSITE QUARTZIFÈRE.

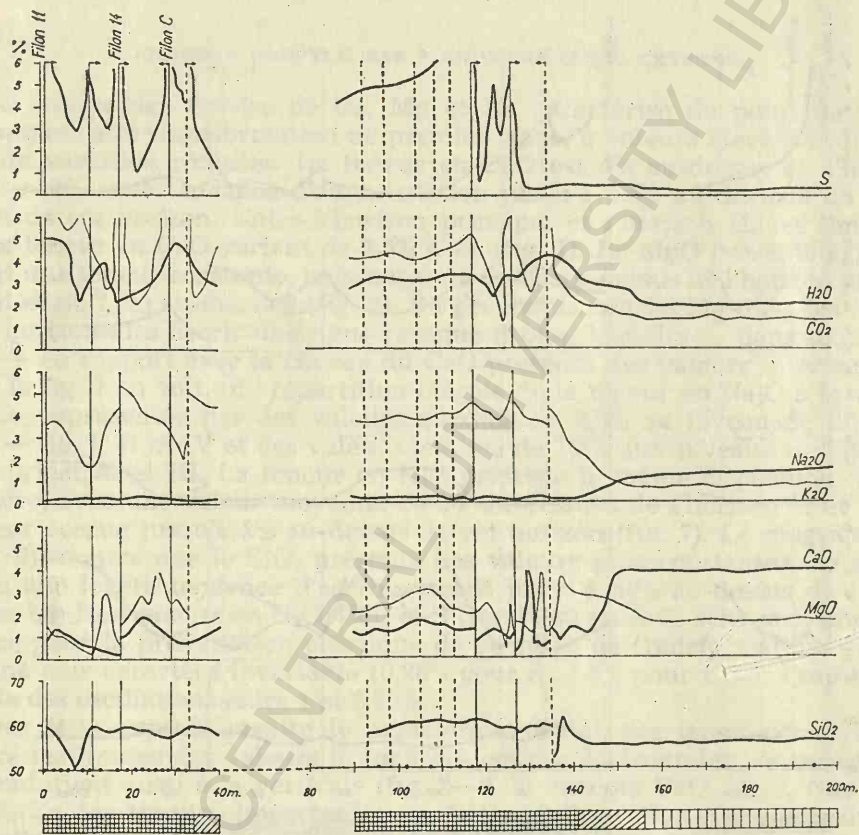


Fig. 3

Fig. 3. Variation de la participation des principaux constituants chimiques dans l'auréole hydrothermale de l'andésite quartzifère

1 — andésite séricitisée, 2 — andésite propylitisée à séricite, 3 — andésite propylitisée à andésine, 4 — filon, 5 — fissure, 6 — pendage, 7 — échantillon analysé

te progressivement. Le CaO présente des valeurs entre 0,2 et 6% dépassant parfois ces chiffres au niveau de l'horizon —40, principal et I. Dans les parties inférieures du gisement ainsi que dans les parties supérieures les limites de variation de la teneur vont de 0,2 à 2,5% (fig. 7). Certains accidents observés dans l'allure des courbes, dans le sens d'une augmentation de la teneur en CaO, s'expliquent par la mobilisation de cette dernière depuis la zone externe dans celle intermédiaire au cours d'un processus de lessivage et de redéposition d'une part et par l'apport de CaO dans la solution hydrothermale, lorsque celle-ci avait un caractère bicarbonaté accentué, d'autre part. Suivant la variation à la verticale de la teneur en MgO on observe la répartition des valeurs élevées (> 3 et 4%) au-dessus de l'horizon I. Au-dessous de l'horizon principal, vers la profondeur, les teneurs maxima et minima sont bien définies, les valeurs allant de 1% entre l'horizon —40 et principal et 1,75—2% au niveau de l'horizon —80. Le MgO aussi présente dans cette zone des accumulations déterminées par le même processus de drainage de la zone externe, favorisant le développement des chlorites magnésiennes, qui dans cette zone ont une participation toute spéciale. La diminution de la teneur en Na₂O est concomitante à un enrichissement en K₂O, fait constaté dans tous les profils horizontaux étudiés (fig. 2—6). Les teneurs maxima en Na₂O ont été enregistrées au niveau de l'horizon —40 (1,75%) et de l'horizon II (1,20%). En général, dans les horizons III, IV et principal les valeurs ne dépassent pas 0,50—0,75%. Les teneurs minima varient entre 0,10% dans l'horizon —80 et 0,20% dans l'horizon —40 et I. A l'encontre de la zone externe, le K₂O présente des valeurs plus élevées, qui se maintiennent au-dessous de 3—4%, sous le niveau de l'horizon principal et sont beaucoup inférieures à ces chiffres au niveau de l'horizon principal et I. Les teneurs faibles en oxydes de Na s'expliquent par un lessivage intense de l'andésite propylitisée à séricite, tandis que l'augmentation du K₂O est le résultat d'un apport essentiel de ce composant dans la solution hydrothermale. La teneur en SiO₂ accuse, en général, une valeur constante, excepté dans l'horizon —80, —40, III et IV où elle varie entre 55 et 64% (fig. 7). Les teneurs en H₂O, CO₂ et S sont beaucoup supérieures dans la zone intermédiaire, fait illustré dans les diagrammes de variation de la composition chimique à l'horizontale et à la verticale. Mentionnons la concordance entre l'augmentation directement proportionnelle et de l'H₂O et du CO₂ en rapport avec l'augmentation de la teneur en oxydes de sodium et de potassium. Sous le niveau de l'horizon principal, le soufre présente des teneurs plus élevées jusqu'à 4% et au-dessus de cet horizon, ses valeurs sont toujours inférieures à 1%.

Pendant ce stade de transformation de l'andésite l'on constate une concordance entre les modifications chimiques et celles minéralogiques. Ainsi, le lessivage intense du Na₂O et partiel du CaO — concomitant avec l'enrichissement de la roche en MgO, H₂O et spécialement en K₂O a conditionné la décomposition de la molécule de plagioclase en calcite et séricite, synchrone à la formation d'une nouvelle génération de chlorite à caractère magnésien. C'est pourquoi la teneur élevée en K₂O est liée autant à la substitution du plagioclase que des chlorites par la séricite qui se développe aussi dans la pâte de la roche.

3. ANDÉSITE SÉRICITISÉE (ZONE INTERNE)

La séricitisation de l'andésite dans la zone interne a eu lieu pendant le stade final de la circulation des solutions hydrothermales avec un apport important de K_2O , H_2O , H_2S , MgO , CO_2 , durant une phase précédant le processus de cristallisation des minéraux métalliques. D'autre part, la continuation d'un lessivage plus intense du Na_2O , CaO explique les teneurs minima de ces oxydes. Parfois la présence du SiO_2 en quantités un peu plus élevées suggère un apport précis mais en proportion insignifiante pour ce processus.

Si l'on poursuit la courbe du CaO dans les divers horizons, l'on remarque, en général, que les valeurs maxima sont situées dans l'horizon principal et I. Les teneurs varient de 0,25% limite inférieure à 5% limite supérieure. Au-dessous de l'horizon principal les teneurs en CaO sont beaucoup plus réduites, variant de 0,20% à 2%. Au-dessus de l'horizon II on observe également des valeurs plus diminuées, qui varient entre 0,20 et 5%. Les courbes de variation du CaO sont, ordinairement, plus constantes le long des profils des horizons I, III et IV. L'aspect oscillant à amplitude assez élevée de la courbe du CaO dans la zone interne — observé le long des autres profils — est dû à la présence des teneurs faibles dans la zone à proximité du filon, aux valeurs élevées dans les secteurs intrafilonien et aux teneurs moyennes dans les zones de fissuration. L'analyse de la distribution du CaO exclusivement dans l'andésite séricitisée à proximité du filon II (fig. 8) montre qu'en général les teneurs supérieures à 1,5% sont réparties dans des intervalles plus étendus des horizons supérieurs (III—IV) autant dans le mur que dans le toit du filon.

La présence du MgO dans l'andésite séricitisée est marquée par des valeurs entre 0,25 et 5%. Les teneurs les plus fortes sont rencontrées — comme dans le cas du CaO — seulement aux niveaux des horizons principal, I et III (fig. 3, 4, 6). A l'aide des courbes de variation du MgO à l'horizontale (fig. 2—6) on remarque toujours une diminution brusque de la teneur dans les parties au voisinage immédiat du filon. La diminution est entre 1 et 2,5%. Le rapport $MgO : CaO$ dans la zone interne est inverse à celui déterminé pour l'andésite propylitisée à andésine, dans la zone externe, le MgO accusant les valeurs les plus élevées. La variation à la verticale du MgO dans l'andésite séricitisée de la zone d'influence du filon II (fig. 8) est comprise entre 0,75 et 2% dans le toit du filon et entre 1,5 et 2% dans son mur. L'andésite séricitisée avec une teneur en MgO jusqu'à 2% occupe des surfaces plus vastes aux niveaux inférieurs — au-dessous de l'horizon II — surtout dans le mur du filon.

Le pourcentage du Na_2O est très réduit dans cette zone, et beaucoup inférieur à celui de l'andésite propylitisée (à andésine ou à séricite); il présente des valeurs minima de 0,10% dans l'horizon — 80, 0,20% dans l'horizon — 40, principal, I et II et 0,50% dans les horizons II et IV. Une faible tendance d'augmentation de la teneur en Na_2O est constatée dans les parties intrafiloniennes de la zone interne ainsi que dans l'extrémité externe de cette zone vers l'andésite propylitisée à séricite. Sur le diagramme (fig. 8) on voit que l'andésite ayant une teneur inférieure à 0,25% se développe essentiellement en profondeur, surtout dans le mur du filon

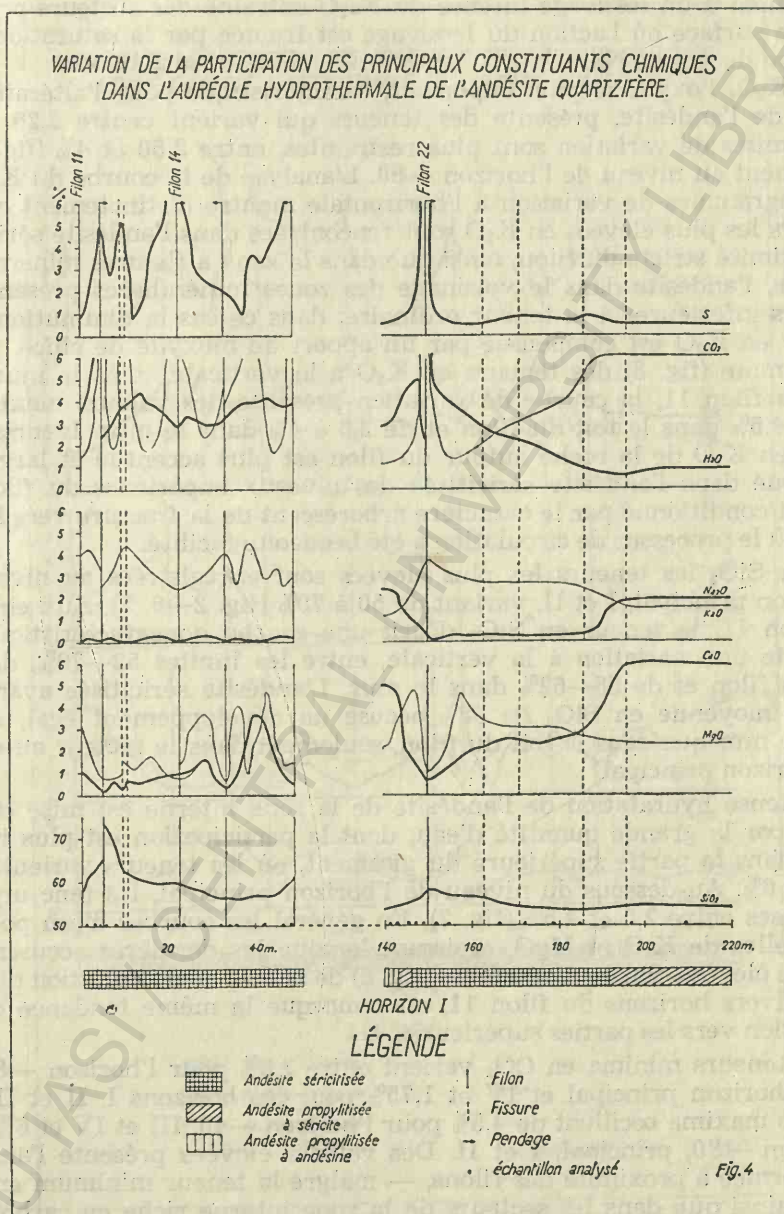


Fig. 4. Variation de la participation des principaux constituants chimiques dans l'auréole hydrothermale de l'andésite quartzifère

1 — andésite séricitisée, 2 — andésite propylitisée à séricite, 3 — andésite propylitisée à andésine, 4 — filon, 5 — fissure, 6 — pendage, 7 — échantillon analysé

11. La répartition de la teneur en Na_2O à la verticale dans la zone interne montre des valeurs très réduites pour les horizons inférieurs du gisement et un peu plus élevées pour les horizons supérieurs; cet aspect est dû probablement à un lessivage intense du Na_2O entraîné des secteurs profonds vers la surface où l'action du lessivage est freinée par la saturation de la solution de sels de Na.

Le K_2O , l'oxyde le plus important, caractéristique pour l'altération intense de l'andésite, présente des teneurs qui varient entre 2,25 et 5%. Les limites de variation sont plus restreintes, entre 2,50 et 4% (fig. 2—6) seulement au niveau de l'horizon —80. L'analyse de la courbe du K_2O sur les diagrammes de variation à l'horizontale montre distinctement que les teneurs les plus élevées en K_2O sont rencontrées dans l'andésite séricitisée à proximité stricte du filon, ainsi que dans la zone à fissures minéralisées. Parfois, l'andésite dans le voisinage des zones minéralisées présente des valeurs inférieures à la teneur ordinaire; dans ce cas la diminution de la teneur en K_2O est compensée par un apport de bioxyde de silice. Sur le diagramme (fig. 8) des teneurs en K_2O à la verticale, dans le mur et le toit du filon 11, la courbe de variation présente des valeurs maxima de 3% et 4,5% dans le toit du filon et de 3,5 à 4% dans le mur. L'enrichissement en K_2O de la roche autour du filon est plus accentué et largement distribué dans l'andésite séricitisée des niveaux supérieurs du filon. Ce fait est conditionné par le caractère arborescent de la fracture vers la surface, où le processus de circulation a été beaucoup facilité.

Pour SiO_2 les teneurs les plus élevées sont enregistrées au niveau de l'horizon principal, I et II, variant de 50 à 70% (fig. 2—6, 7). Aux environs du filon 11, la teneur en SiO_2 décrit une courbe noncaractéristique qui présente une variation à la verticale, entre les limites 52—70%, dans le toit du filon et de 58—62% dans le mur. L'andésite séricitisée ayant une teneur moyenne en SiO_2 de 58% accuse un développement égal, autant dans le mur que dans le toit du filon, seulement dans le secteur au-dessus de l'horizon principal.

L'intense hydratation de l'andésite de la zone interne est mise en évidence par la grande quantité d'eau, dont la participation est plus importante dans la partie supérieure du gisement, où les teneurs varient entre 2 et > 6%. Au-dessous du niveau de l'horizon principal, les teneurs sont comprises entre 2,5 et 4,5% (fig. 7). En général les courbes d'eau poursuivent celles de K_2O et MgO , croissant lorsque les dernières accusent des valeurs élevées. Sur le diagramme (fig. 8) de la courbe de variation de l'eau pour divers horizons du filon 11, on remarque la même tendance d'augmentation vers les parties supérieures.

Les teneurs minima en CO_2 varient entre 2,5% pour l'horizon —80, 1% pour l'horizon principal et IV et 1,75% pour les horizons I, II et III; les teneurs maxima oscillent de 4,5% pour l'horizon —40, III et IV et 6% pour l'horizon —80, principal, I et II. Des valeurs élevées présente l'andésite transformée à proximité des filons, — malgré la teneur minimum en CaO (?) — ainsi que dans les secteurs de la zone interne riche en carbonates, qui ont déterminé des oscillations brusques de la courbe du bioxyde de carbone (fig. 8). A la verticale, autour du filon 11, la teneur en CO_2 est représentée par une courbe qui varie de 2,5 à 6,5%. La même figure 8 montre que l'andésite du toit du filon est plus riche en CO_2 .

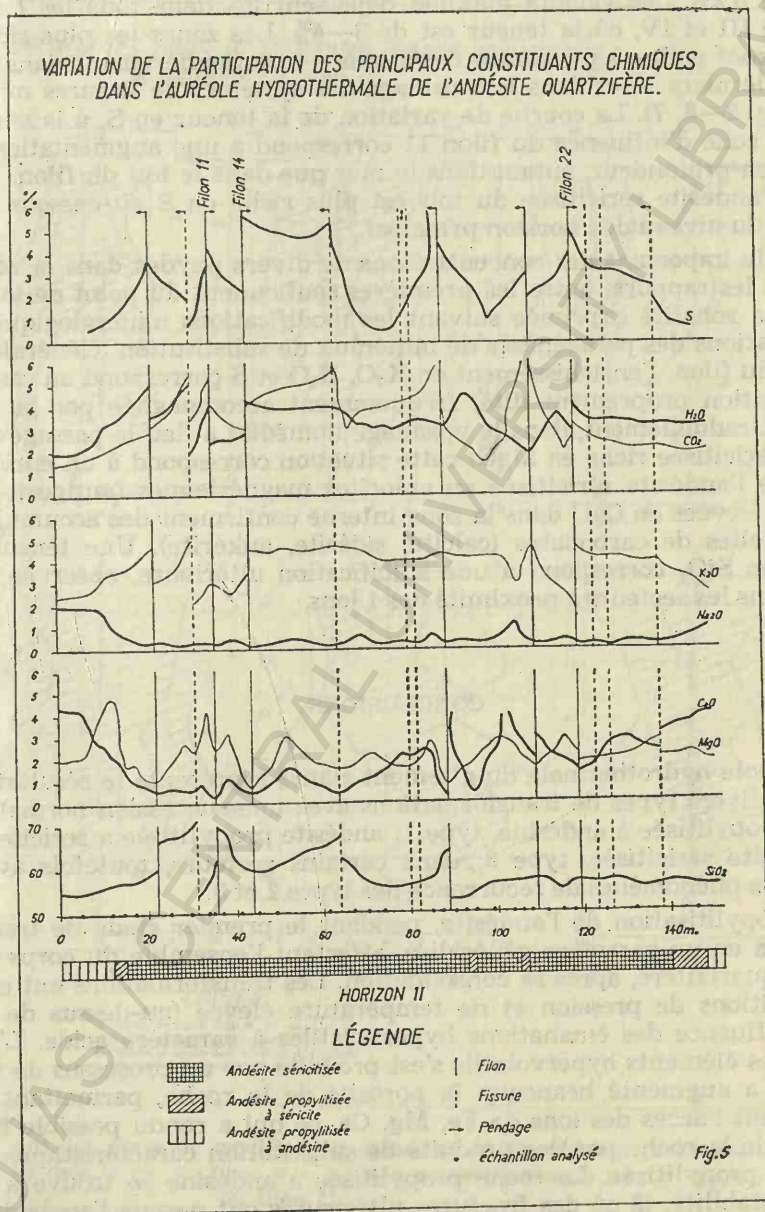


Fig. 5. Variation de la participation des principaux constituants chimiques dans l'aureole hydrothermale de l'andésite quartzifère
1 — andésite séricitisée, 2 — andésite propylitisée à sérécite, 3 — andésite propylitisée à andésine, 4 — filon, 5 — fissure, 6 — pendage, 7 — échantillon analysé

La participation du soufre dans la composition de l'andésite séricitisée est liée à la présence du H_2S dans les solutions hydrothermales. Les valeurs minima du S sont 0,5%, excepté dans l'horizon principal, où on enregistre 0,2%. Les valeurs maxima dépassent 5% dans tous les horizons, excepté III et IV, où la teneur est de 3—4%. Les zones les plus riches en soufre sont celles à proximité des filons — particulièrement dans le toit de ces derniers — et dans le voisinage des systèmes de fissures minéralisées (fig. 2—6, 7). La courbe de variation de la teneur en S, à la verticale, dans la zone d'influence du filon 11 correspond à une augmentation de la teneur en profondeur, autant dans le mur que dans le toit du filon. En général, l'andésite séricitisée du toit est plus riche en S au-dessous et au-dessus du niveau de l'horizon principal.

Le rôle important des concentrations de divers oxydes dans la zone interne et les rapports entre les premières soutiennent du point de vue chimique la zonalité exprimée suivant les modifications minéralogiques, par les variations des paragénèses de minéraux de substitution. Généralement, autour du filon, l'enrichissement en K_2O , H_2O et S correspond au cas d'une séricitisation proprement dite, fréquemment accompagnée par la pyritisation. Graduellement, dans le voisinage immédiat a lieu le passage à l'andésite séricitisée riche en MgO ; cette situation correspond à un enrichissement de l'andésite séricitisée en chlorites magnésiennes (antigorite). Les teneurs élevées en CaO dans la zone interne confirment des accumulations accidentelles de carbonates (calcite, sidérite, ankérite). Une teneur plus élevée en SiO_2 correspond à une silicification ultérieure, observée seulement dans les secteurs à proximité des filons.

CONCLUSIONS

L'auréole hydrothermale du gisement Haneş représente le résultat combiné de divers types de transformations avec une succession normale (andésite propylitisée à andésine, type 1; andésite propylitisée à sericite, type 2; andésite sericitisée, type 3; dans certains secteurs, toutefois avec de fréquents phénomènes de récurrence des types 2 et 3.

La propylitisation de l'andésite, pendant le premier stade de transformation, a eu un caractère généralisé, affectant l'ensemble du corps andésitique quartzifère, après sa consolidation. Les transformations ont eu lieu en conditions de pression et de température élevée (au-dessus de 365°) sous l'influence des émanations hypervolatiles à caractère acide. L'élaboration des éléments hypervolatils s'est produite par un processus de filtration qui a augmenté beaucoup la porosité de la roche, permettant ultérieurement l'accès des ions de Fe, Mg, Ca, ce qui a rendu possible le colmatage de la roche par des produits de substitution caractéristiques pour la roche propylitisée. La roche propylitisée à andésine se trouve à l'état de métastabilité, là où des fractures ultérieures ont permis l'accès des solutions, conditionnant ainsi l'évolution du processus de transformation hydrothermale par des apports et des lessivages successifs. Les moments ultérieurs d'altération qui sont venus se superposer aux roches transformées, du type de l'andésite propylitisée à andésine, réduisent beaucoup

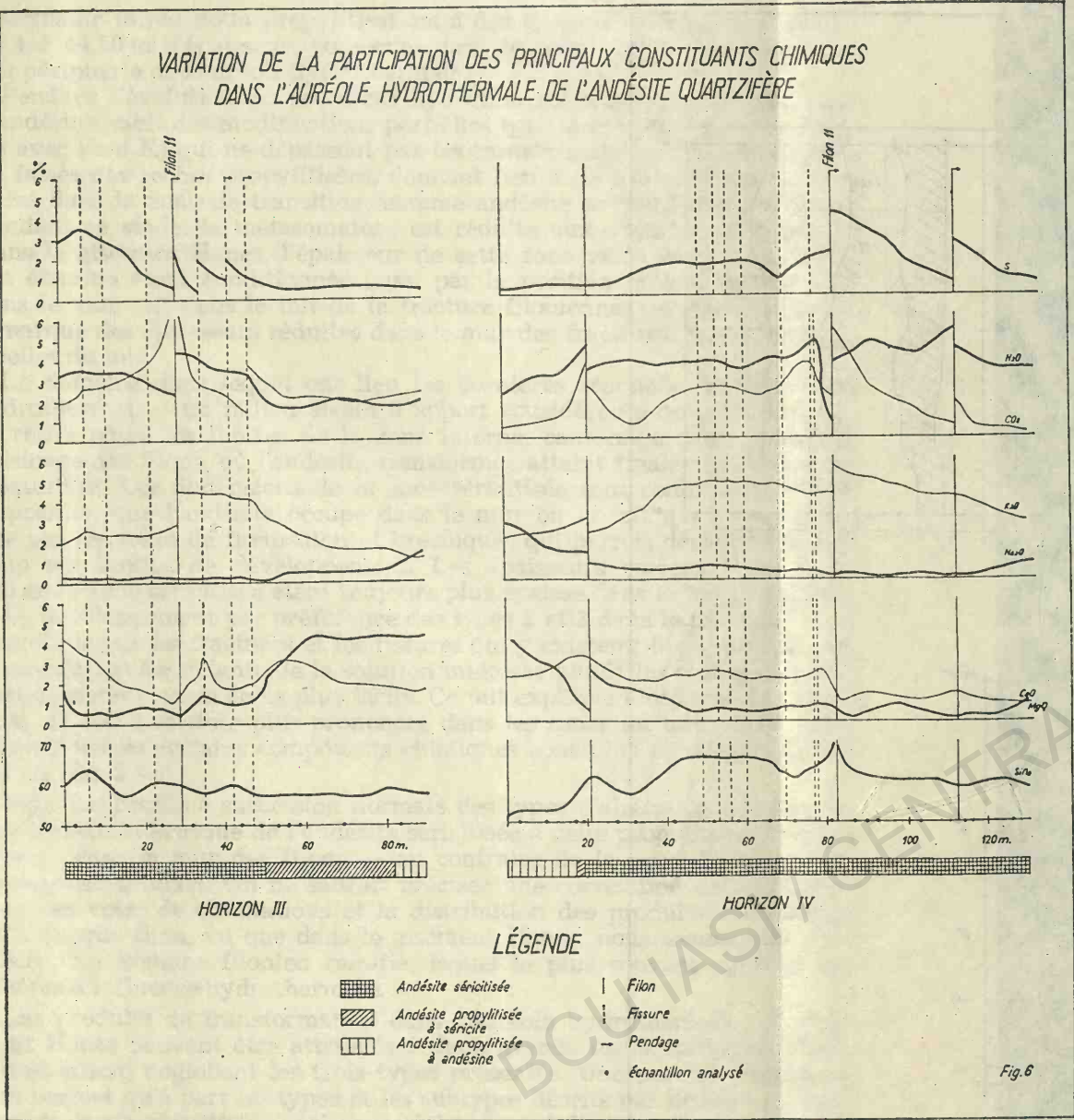


Fig. 6. Variation de la participation des principaux constituants chimiques dans l'auréole hydrothermale de l'andésite quartzifère
1 — andésite séricitisée, 2 — andésite propylitisée à séricite, 3 — andésite propylitisée à andésine, 4 — filon, 5 — fissure, 6 — pendage, 7 — échantillon analysé

M. BORCOȘ, C. STANCIU — Altération hydrothermale de l'andésite quartzitifère dans le gisement Haneș.

Wydawnictwa Geologiczne, 1974 r.

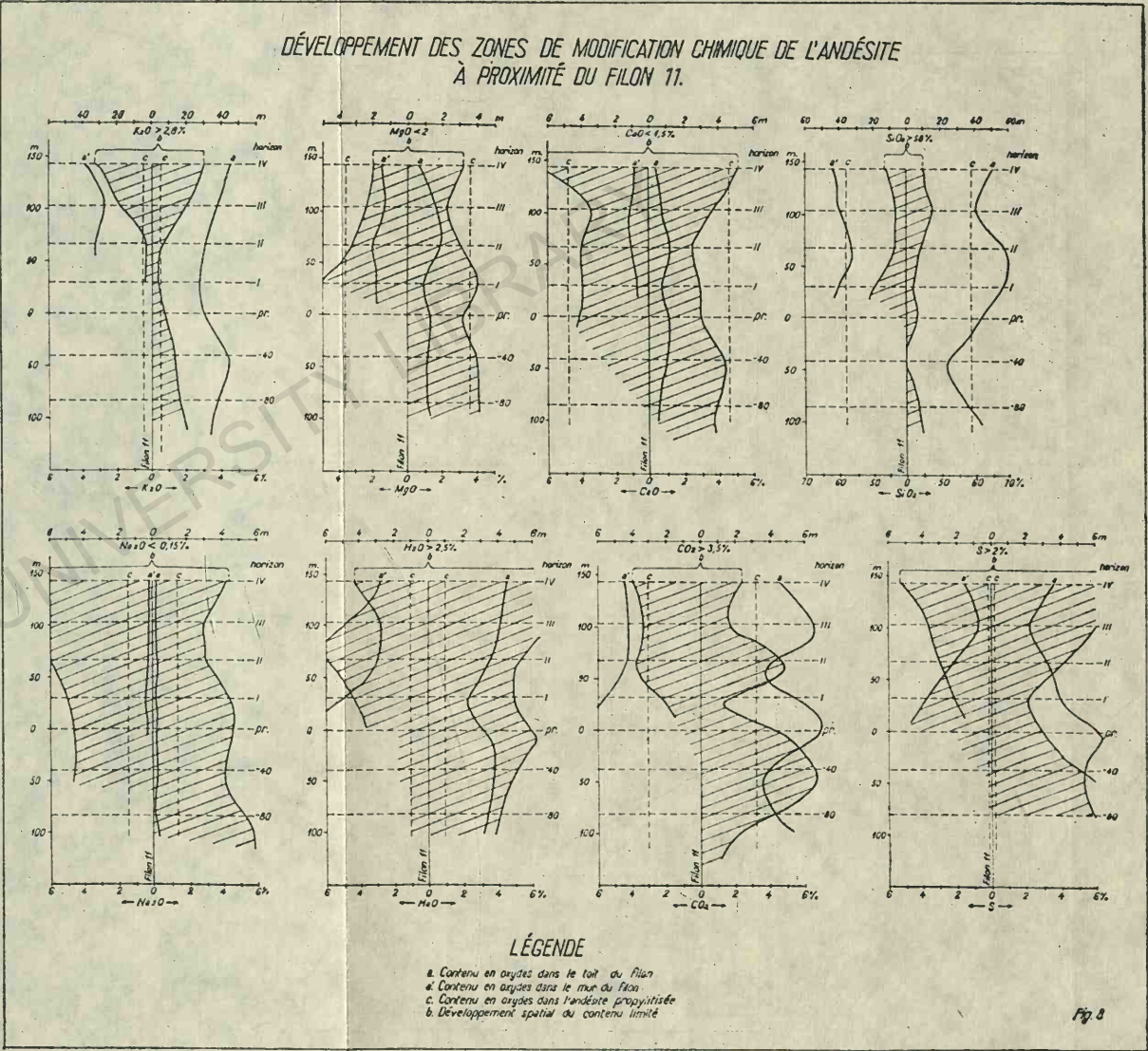


Fig. 8. Développement des zones de modification chimique de l'andésite à proximité
a — contenu en oxydes dans le toit du filon, a' — contenu en oxydes dans le mur du filon, du filon 11
c — contenu en oxydes dans l'andésite propylitisée, b — développement du contenu limité

Zakłady Graficzne w Katowicach, 1282/4/73, 600+90 egz.

le domaine initial de la propylitisation, à des intervalles restreints, ayant de 4 à 44,50 m d'épaisseur, conservés dans les secteurs intrafiloniens ou à la périphérie de l'auréole hydrothermale.

Pendant l'évolution du processus hydrothermal, l'andésite propylitisée à andésine subit des modifications partielles (par le remplacement de l'ion Na avec l'ion K) qui ne dépassent pas les transformations caractéristiques du faciès des roches propylitisées, donnant lieu à un aspect nouveau, encadré dans la zone de transition, comme andésite propylitisée à sérécite. Pendant ce stade, la métasomatose est réduite aux voies de circulation. Dans le gisement Haneş, l'épaisseur de cette zone varie entre 1 et 40 m, son étendue étant conditionnée aussi par la position qu'elle occupe soit dans le mur soit dans le toit de la fracture filonienne. Généralement, on remarque des épaisseurs réduites dans le mur des fractures, contrairement à celles du toit.

Le domaine dans lequel ont lieu les dernières réactions du processus hydrothermal — un milieu alcalin à apport considérable de potassium — se retire entre les limites de la zone interne, cantonnée dans le stricte voisinage des filons, où l'andésite transformée atteint finalement un stade d'équilibre. Les dimensions de la zone sérécitisée sont conditionnées par la position que l'andésite occupe dans le mur ou le toit des filons, ainsi que par les zones de fissuration et bréchiques qui parfois dépassent beaucoup ses limites de développement. Les épaisseurs varient entre 6 et 100 m, la zone sérécitisée étant toujours plus épaisse dans le toit des filons.

Le développement par préférence des types 2 et 3 dans le toit des filons s'explique par les fractures et les fissures qui y existent; il est normal que la circulation ascendante de la solution intéresse plutôt les roches de cette partie permettant un accès plus facile. Ce fait explique l'intensité des réactions de métasomatose plus prononcée dans les zones du toit, où les concentrations en certains composants chimiques sont plus élevées que dans le mur (fig. 2—6).

Dans les profils à succession normale des types d'altération on observe une transition brusque de l'andésite sérécitisée à celle propylitisée à andésine — dans le mur des filons — au contraire de la zone du toit où le passage est graduel. On ne saurait préciser une corrélation entre l'épaisseur des voies de circulations et la distribution des produits d'altération dans chaque filon, vu que dans le gisement Haneş, nous sommes en présence d'un système filonien ramifié, lequel le plus souvent confond les sphères d'influence hydrothermale.

Les produits de transformation dans l'auréole hydrothermale du gisement Haneş peuvent être attribués à deux grands faciès (propylitisation, sérécitisation) englobant les trois types présentés. Une pareille classification permet qu'à part les types et les sous-types décrits par nous — surtout dans le faciès sérécitisé — soient englobées aussi d'autres formes à spécificité locale, rencontrées dans le reste des gisements des Monts Métallifères.

La différenciation des produits hydrothermaux en faciès à types et sous-types, suivant les critères adoptés par les auteurs permet que dans la nomenclature des roches hydrothermalisées soient compris aussi d'autres aspects d'adularisation et d'argilisation moins fréquentes dans les Monts Métallifères.

Entre le caractère auro-argentifère de la minéralisation et le type de transformation hydrothermale il existe un rapport génétique, dans le sens que cette minéralisation est accompagnée constamment par une séricitisation intense, qui confirme le caractère intensément potassique des solutions minéralisatrices. La teneur en K_2O (séricite) dans la propylitisation représente toujours le premier signal de l'existence des zones de séricitisation dans le voisinage des accumulations de minerai. C'est pourquoi, la présence de l'andésite albite, séricitisée avec une teneur en K_2O supérieure à 3%, constitue dans la majorité des cas une indication sûre de la présence des accumulations de minerai susceptibles d'avoir un intérêt économique.

BIBLIOGRAPHIE

1. BORCOŞ, M., GHEORGHÎȚĂ, I., BOSTINESCU, S., MITIEŞ, P.: Consideraţiuni asupra unor manifestări magmatice cu caracter linear şi structura aparatului vulcanic Haneş. D. d. S. Inst. Geol. XLIX/II (sous presse). Bucureşti.
2. BORCOŞ, M., MANTEU, Ghe.: Virsta depozitelor sedimentare din bazinul neogen Zlatna-Almaş. D. d. S. Inst. Geol. XLIX/II (sous presse). Bucureşti.
3. CREASY, S. C.: Some phase relations in the hydrothermally altered rocks of porphyry. Ec. Geol. 54, 3, 1959.
4. КУРЕК, Н. Н.: Изменённые околорудные породы и их поисковое значение, Москва. 1959.
5. КОРЖИНСКИЙ, Д. С.: Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных породах. АН СССР. Труды лаборатории вулканологии. Вып. 19.
6. GHITULESCU, T. P. et SOCOLESCU, M.: Etude géologique et minière des Monts Métallifères. An. Inst. Géol. Roum. XXI. 1941.
7. GIUŞCĂ, D.: Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare, Stud. şi cercet. geol. V. 3. Bucureşti. 1960.
8. HANUS, V.: Métasomatisme hydrothermal. International Geological Congress. Report of the Twenty-First Session; Norden Part XVI, Copenhagen, 1960.
9. LAPITTE, P.: Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères, Paris, 1957.
10. SCHWARTZ, G.: Hydrothermal alterations as a guide to ore. Ec. Geol. Fift. Anniv. Vol., 1905—1955.
11. SCHWARTZ, G.: Hydrothermal alterations, Ec. Geol., 54, 2, 1959.
12. STANCIU, Ctina: Contribuţiuni la cunoaşterea transformărilor hidrothermale ale rocilor andezitice. Stud. şi Cercet. de Geol. Acad. RPR. VI, 4. Bucureşti, 1961.

Matériaux présentés au VI^e Congrès
de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique

О НАПРАВЛЕННОСТИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

А. Ф. КОРЖИНСКИЙ

Гидротермальное метасоматическое минералообразование развивается путем замещения одних минералов другими в условиях открытой системы, т.е. привноса и выноса веществ. На значительных глубинах оно проявляется от высоких до низких температур, а на малых глубинах, где возникают только низкотемпературные гидротермальные растворы (Д. С. Коржинский 1961, 1962), оно имеет низкотемпературный характер.

Исследования гидротермального изменения боковых пород позволяет установить, что по преобладающей активности одного из кислотных компонентов метаморфизирующие растворы могут быть углекислыми, фтористоводородными и борнокислыми (Коржинский, 1962).

С изменением глубины и температуры меняется и состав гидротермальных растворов, вызывающих неустойчивость одних минералов и замещение их другими минералами, устойчивыми в новых физико-химических условиях. Развитие и направленность метасоматического минералообразования определяется температурой, давлением, составом исходных минеральных образований и гидротермальных растворов, а также степенью привноса и выноса вещества (табл. 1).

Гидротермальное метасоматическое минералообразование обычно сопровождается образованием рудных и нерудных залежей полезных ископаемых, поэтому изучение направленности метасоматического минералообразования имеет непосредственное отношение к закономерностям формирования рудных и нерудных месторождений полезных ископаемых.

В настоящее время имеется достаточно фактического материала, чтобы определить в общих чертах направленность метасоматического минералообразования от высоких температур до низких. Сделаем это ниже путем анализа литературных и главным образом собственных материалов, собранных на ряде месторождений Урала, Восточной Сибири и Советского Закарпатья, взяв за основу температурные метаморфические стадии Д. С. Коржинского (1948).

1. ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНАЯ МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ СТАДИЯ

К ней относятся продукты контактового метаморфизма — роговики и скарны. Как известно роговики представляют собой продукты метаморфизма пород без привноса веществ, а скарны с привносом целого

ряда компонентов, являясь продуктом метасоматического минералообразования.

Послемагматические скарны, согласно Д. С. Коржинскому (1953), возникают либо реакционно-биметасоматическим путем, либо инфильтрационным. Характерными минералами скарнов являются волластонит, моноклинный пироксен — диопсид — геденбергитового ряда, гранатgrossуляр — андрадитового ряда, везувиан, сфен, в краевых зонах полевой шпат альбит-анортитового ряда и скаполит, а в магнезиальных породах — оливин форстерит-фаялитового ряда. В роговиках кроме перечисленных минералов часто встречаются: энстатит, гиперстен, ди-стен, силлиманит, андалузит, кордиерит, шпинель (которые в скарнах отсутствуют).

Типичными минералами скарнов и роговиков являются безводные силикаты и алюмосиликаты Ca, Mg, Fe. Состав и парагенезис их частично отображены на диаграмме 1, фиг. 1. Условия образования минералов безводной формации, судя по их химическому составу, характеризуется низкими химическими потенциалами H_2O , CO_2 , S, F_2 и высокими потенциалами SiO_2 и O_2 . В случае высокого потенциала B_2O_3 возникают боросодержащие магнезиальные (Маракушев, 1958) и известковые скарны, содержащие в своем составе соответственно людвигит, данбурит, гомилит. В породах с низким содержанием SiO_2 и CaO, но пересыщенных Al_2O_3 , возникает еремеевит (диаграмма 2, фиг. 1).

Здесь не будем останавливаться более подробно на минералах и породах высокотемпературной стадии метаморфизма и лишь отметим, что они возникают обычно с уменьшением объема. Однако, наиболее характерной особенностью высокотемпературного минералообразования является высокая активность SiO_2 , свидетельствующая о повышенной щелочности растворов, в результате которой возникают силикаты и алюмосиликаты K, Na, Ca, Mg и Fe, предельно насыщенные кремнекислотой.

Фиг. I—II. Диаграммы состав-парагенезис минералов разных стадий и условий метасоматического минералообразования.

1 — для высокотемпературной стадии минералообразования (скарнов и роговиков) при условии низкой активности B_2O_3 : Ан — анортит, Анд — андрадит, Вол — волластонит, Ди — диопсид, Дст — дистен, Крд — кордиерит, Сал — салит, Шп — шпинель; 2 — для той же стадии минералообразования, но при условии высокой активности B_2O_3 : Гм — гомилит, Ер — еремеевит, Кру — корнерупин; 3 — для среднетемпературной стадии минералообразования, развиваемого при высокой активности H_2O , O_2 и низкой — CO_2 , F_2 , S и B_2O_3 : Цо — цонзит; 4 — для той же стадии, но при условии высокой активности H_2O , B_2O_3 и O_2 и низкой — CO_2 , F_2 : Аш — ашарит, Бкр — бакерит, Гвт — говлит.

Диаграммы 5, 6 и 7 для низкотемпературной стадии минералообразования средних глубин:

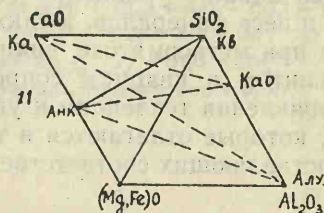
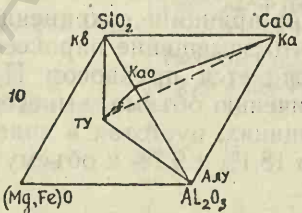
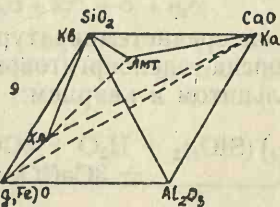
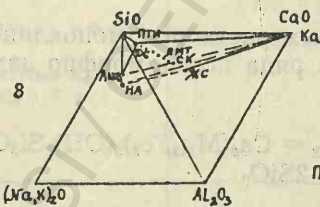
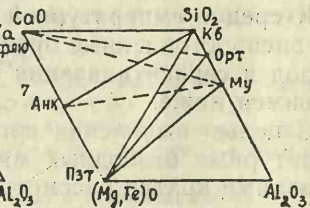
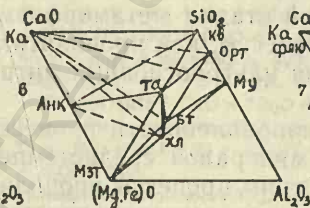
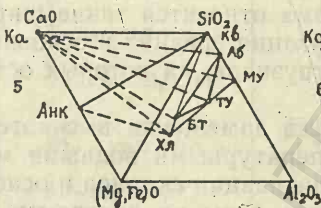
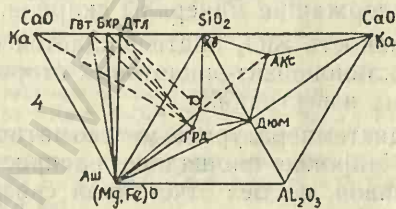
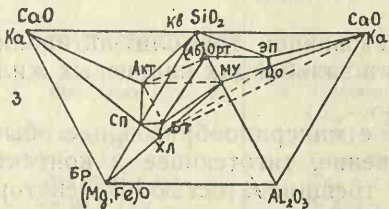
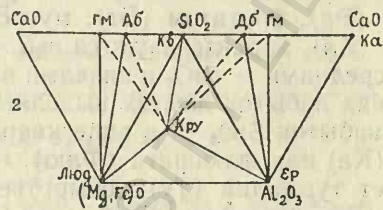
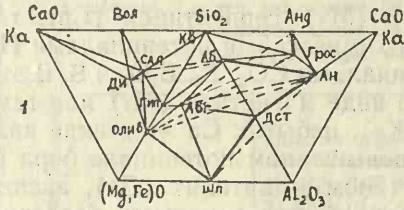
5 — при условии высокой активности H_2O , B_2O_3 и O_2 ; 6 — при условии высокой активности H_2O и CO_2 ; 7 — при условии высокой активности H_2O и F_2 : Ант — антигорит,

Диаграммы 8, 9, 10 и 11 для низкотемпературной стадии малых глубин: 8 — для цеолитовой фации; 9 — для хлорит-цеолитовой фации, возникающих при низкой активности CO_2 и высокой H_2O : Анц — анальцит, Дс — десмин, На — натролит, Пти — птилолит, Ск — сколецит; 10 — для гидротермальной аргиллизации при условии высокой активности H_2O и B_2O_3 ; 11 — для гидротермальной аргиллизации в условиях высокой активности H_2O и SO_4^{2-} ; объяснение остальных символов минералов см. в тексте.

II. СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНАЯ МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ СТАДИЯ

Среднетемпературная стадия метасоматического минералообразования отличается от высокотемпературной неустойчивостью безводных силикатов и алюмосиликатов Ca, Mg и Fe и замещением их водными силикатами и алюмосиликатами Ca, Mg, Fe.

Переходной реакцией высокотемпературного метаморфизма к средне-



температурному Д. С. Коржинский (1953) называет появление эпидота, мусковита, замещение диопсида лучистым амфиболом, актинолитом или тремолитом.

Характерными минералами среднетемпературной стадии метасоматического минералообразования являются: амфибол тремолит-актинолитового состава, цоизит, клиноцоизит — эпидот, биотит, флогопит, мусковит, серпентин, ортоклаз и альбит, образующих актинолит-эпидотовую формацию. Условия замещения безводных силикатов и алюмосиликатов Са, Mg и Fe (в табл. 1 обозначены M_1) водными — актинолитом (Акт), эпидотом (Эп), биотитом (Бт), мусковитом (Му), серпентином (Сп), хлоритом (Хл), характеризуются высокими химическими потенциалами H_2O и O_2 , средними — SiO_2 и низкими потенциалами CO_2 , F_2 , B_2O_3 и S. В этих условиях избыток железа выделяется в виде магнетита (Мт) или гематита, избыток SiO_2 — в виде кварца (Кв), избыток Са — в виде кальцита (Ка) или флюорита (Флю). При повышенном потенциале бора возникает турмалин (Ту), дюмортьерит (Дюм), диатолит (Дт), аксинит (Акс), грандидьерит (Грд) и др., которые также замещают безводные боросодержащие минералы скарнов.

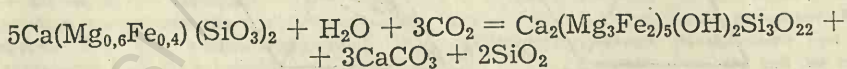
Активность SiO_2 подтверждается образованием тремолит-актинолитовых и клиноцоизит-эпидотовых оторочек в зальбандах кварцевых жил, секущих известняки.

Среднетемпературное метасоматическое минералообразование обычно имеет широкое площадное распространение, тяготеющее к контактам интрузивов, но без отчетливой связи с трещиноватостью. В некоторых случаях оно явно подчинено трещиноватости пород.

К среднетемпературной стадии метаморфизма относятся такие широко распространенные процессы, как пропилитизация средних и основных пород и серпентинизация ультраосновных интрузивов, на которых остановимся ниже.

С целью выявления направленности процесса замещения высокотемпературных безводных минералов среднетемпературными водными минералами кратко рассмотрим процессы пропилитизации скарнов и основных пород, минеральные парагенезисы которых даны на диаграмме 3, фиг. 1.

При воздействии среднетемпературных растворов моноклиновый пироксен (Пм) диопсид-геденбергитового ряда псевдоморфно замещается актинолитом, кальцитом и кварцем:



Из баланса данного уравнения (табл. 2), основанного на молекулярном объеме и весе минералов, а также на принципе сохранения постоянства объема при метасоматозе, видно, что замещение пироксена актинолитом, кальцитом и кварцем сопровождается привнесом H_2O и CO_2 , и, в силу проявления тенденции к увеличению объема, выносом избытка СаО и SiO_2 , которые отлагаются в трещинах, пустотах в виде кальцита и кварца, составляющих соответственно 18,1% и 9,7% к объему исходного пироксена.

Замещение граната, содержащего 50% андрагитовой молекулы (Gr_{50}),

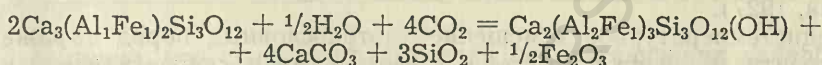
Схема направленности гидротермального метасоматического минералообразования

Глубина	Температура	Состав метаморфизующих растворов		
		Углекислый $a_{CO_3^{2-}} > a_F^{2-}, a_{VO_3^{3-}}$	Фтористоводородный $a_F^{2-} > a_{CO_3^{2-}}, a_{VO_3^{3-}}$	Борнокислый $a_{VO_3^{3-}} > a_{CO_3^{2-}}, a_F^{2-}$
Абиссальная и гипабиссальная	Высокая	1. Формация безводных силикатов и алюмосиликатов Ca, Mg, Fe — роговики и скарны Низкая активность $H_2O, CO_2, F_2, B_2O_3, S$; высокая активность SiO_2 Волластонит, диопсид-гебенбергит,grossуляр-андрадит, альбит-анортит, авгит, гиперстен, форстерит-фоялит, сфен, корднерит, шпинель, дистен, силлиманит, андалузит повышенная активность B_2O_3 людвигит, данбурит, гомилиит, корнерупин, еремеевит		
Гипабиссальная	Средняя	2. Актинолит-эпидотовая формация (Водные силикаты и алюмосиликаты Ca, Mg, Fe, Na, K) Высокая активность H_2O, O_2 , средняя — SiO_2 и низкая — CO_2, F_2, S, B_2O_3 $M_1 + (H_2O + CO_2 + SiO_2 + O_2) = \text{Акт} + \text{Эп} + \text{Аб} + \text{Орт} + \text{Бт} + \text{Му} + \text{Сп} + \text{Хл} + \text{Мт} (\text{Ка} + \text{Мз} + \text{Кв})$		
Гипабиссальная и субвулканическая	Низкая	3. Кварц-карбонатная формация а) Углекислые растворы с высокой активностью H_2O , средней активностью CO_2 и низкой активностью S 1. $\text{Эп} + \text{Акт} + (CO_2 + K_2O) = \text{Бт} + \text{Кв} + \text{Ка} + \text{Мт} + (SiO_2 + \text{Ка} + O_2)$ 2. $\text{Пл}_{33} + \text{Амф} + \text{Мт} + \text{Кв} + (H_2O + CO_2 + K_2O) = \text{Бт} + \text{Аб} + \text{Ка} + \text{Кв} + \text{Мт} + (SiO_2 + Na_2O)$ 3. $\text{Пл}_{33} + \text{Амф} + \text{Мт} + \text{Кв} + (H_2O + CO_2 + Na_2O) = \text{Хл} + \text{Аб} + \text{Се} + \text{Ка} + \text{Кв} + \text{Мт} + (SiO_2 + CaO + Na_2O)$ 4. $\text{Олив} + \text{Энст} + (H_2O + CO_2 + O_2) = \text{Сп} + \text{Мзт} + \text{Мт} + (SiO_2 + \text{Мзт} + \text{Мт})$ б) Растворы с высокой активностью H_2O, CO_2 и низкой активностью S 1. $\text{Акт} + (CO_2) = \text{Анк} + \text{Мзт} + \text{Кв} + (SiO_2 + H_2O)$ 2. $\text{Олив} + \text{Энст} + (CO_2) = \text{Брт} + \text{Кв} + (MgO + FeO + SiO_2)$ 3. $\text{Олив} + \text{Энст} + (H_2O + CO_2 + O_2) = \text{Та} + \text{Бр} + \text{Гем} + (MgO + FeO + SiO_2)$ с высокой активностью K_2O 4. $\text{Пл}_{33} + \text{Амф} + \text{Мт} + \text{Кв} + (CO_2 + K_2O + SiO_2) = \text{Орт} + \text{Анк} + \text{Мт} + [CaO + (Mg, Fe)O + Na_2O + H_2O]$ с низкой активностью K_2O 5. $\text{Пл}_{33} + \text{Амф} + \text{Мт} + \text{Кв} + (H_2O + CO_2 + K_2O) = \text{Му} + \text{Анк} + \text{Кв} + \text{Мт} + [SiO_2 + (Mg, Fe)O + Na_2O]$ в) Растворы с высокой активностью H_2O, CO_2 и S 1. растворы с высокой активностью K_2O $\text{Пл}_{33} + \text{Амф} + \text{Мт} + \text{Кв} + (CO_2 + S + K_2O + SiO_2) = \text{Орт} + \text{Дол} + \text{Пи} + (MgO + Fe + CaO)$ 2. растворы с низкой активностью K_2O $\text{Пл}_{33} + \text{Амф} + \text{Мт} + \text{Кв} + (H_2O + CO_2 + S + K_2O) = \text{Се} + \text{Дол} + \text{Пи} + \text{Кв} + (SiO_2 + MgO + CaO + Na_2O)$	4. Кварц-флюоритовая формация (грейзены) а) фтористоводородные растворы с высокой активностью H_2O, F_2, K_2O и низкой активностью S и Na_2O 1. $\text{Акт} + (H_2O + F_2) = \text{Хл} + \text{Флю} + \text{Кв} + (SiO_2 + \text{Флю})$ 2. $\text{Эп} + (F_2 + K_2O + SiO_2) = \text{Орт} + \text{Флю} + \text{Мт}$ 3. $\text{Акт} + \text{Эп} + (F_2 + K_2O) = \text{Бт} + \text{Флю} + \text{Кв} + \text{Мт} + (SiO_2 + O_2)$ 4. $\text{Пл}_{33} + \text{Амф} + \text{Кв} + \text{Мт} + (H_2O + F_2 + K_2O) = \text{Бт} + \text{Орт} + \text{Флю} + \text{Кв} + \text{Мт} + (SiO_2 + Na_2O + O_2)$ те же самые растворы, но с пониженной активностью K_2O 5. $\text{Пл}_{33} + \text{Амф} + \text{Кв} + \text{Мт} + (H_2O + F_2 + K_2O) = \text{Хл} + \text{Аб} + \text{Се} + \text{Флю} + \text{Кв} + (SiO_2 + Na_2O + O_2)$ б) Фтористоводородные растворы с высокой активностью H_2O, F_2, S и переменной активностью K_2O 1. $\text{Акт} + (H_2O + F_2 + S) = \text{Ант} + \text{Флю} + \text{Пи} + \text{Кв} + (SiO_2 + O_2)$ 2. $\text{Эп} + (H_2O + F_2 + S + K_2O) = \text{Му} + \text{Флю} + \text{Пи} + \text{Кв} + (SiO_2 + \text{Флю} + \text{Пи} + O_2)$ 3. $\text{Пл}_{33} + \text{Амф} + \text{Кв} + \text{Мт} + (H_2O + F_2 + S + K_2O) = \text{Му} + \text{Орт} + \text{Флю} + \text{Пи} + \text{Кв} + (SiO_2 + MgO + Na_2O + O_2)$ при низкой активности K_2O 4. $\text{Пл}_{33} + \text{Амф} + \text{Кв} + \text{Мт} + (H_2O + F_2 + S + K_2O) = \text{Му} + \text{Флю} + \text{Пи} + \text{Кв} + (SiO_2 + MgO + Na_2O + O_2)$ в) Те же самые растворы, но с очень низкой активностью K_2O $\text{Пл}_{30} + \text{Орт} + \text{Бт} + \text{Кв} + (H_2O + F_2 + S) = \text{Топ} + \text{Кв} + \text{Флю} + \text{Пи} + (Na_2O + K_2O + MgO + O_2)$	5. Кварц турмалиновая формация а) Борнокислые растворы с низкой активностью S $\text{Пл}_{20} + \text{Орт} + \text{Бт} + \text{Кв} + (B_2O_3 + CO_2 + H_2O + MgO + FeO + O_2) = \text{Ту} + \text{Кв} + \text{Ка} + (SiO_2 + K_2O + Na_2O)$ Те же самые растворы, но с высокой активностью Na_2O $\text{Пл}_{33} + \text{Амф} + \text{Кв} + \text{Мт} + (H_2O + B_2O_3 + Na_2O) = \text{Ту} + \text{Кв} + \text{Анк} + (SiO_2 + \text{Ка})$ б) Борнокислые растворы с высокой активностью S $\text{Пл}_{33} + \text{Амф} + \text{Кв} + \text{Мт} + (H_2O + B_2O_3 + CO_2 + S + K_2O) = \text{Ту} + \text{Му} + \text{Пи} + \text{Ка} + (SiO_2 + CaO)$ но при низкой активности K_2O $\text{Пл}_{33} + \text{Амф} + \text{Кв} + \text{Мт} + (H_2O + B_2O_3 + Fe + S) = \text{Ту} + \text{Кв} + \text{Као} + (MgO + CaO + Na_2O + K_2O + O_2)$ в) Понижение активности B_2O_3 при значительной активности K_2O, S $\text{Ту} + (H_2O + K_2O + S) = \text{Хл} + \text{Се} + \text{Пи} + \text{Кв} + (SiO_2 + Na_2O + B_2O_3 + O_2)$ Повышение активности CO_2 ведет к неустойчивости Хл $\text{Ту} + (K_2O + S + CO_2) = \text{Се} + \text{Кв} + \text{Пи} + \text{Мзт} + (SiO_2 + \text{Пи} + \text{Мзт} + Na_2O + B_2O_3 + O_2 + H_2O)$
Субвулканическая и при-поверхностная		а) Растворы с высокой активностью H_2O и низкой активностью CO_2, F_2, B_2O_3, S $\text{Гип} + \text{Авг} + \text{Пл}_{30} + \text{Кв} + \text{Мт} + (H_2O + CO_2) = \text{Лмт} + \text{Аб} + \text{Хл} + \text{Пмз} + \text{Мт} + Na_2O + O_2$ б) Растворы с высокой активностью H_2O, S , средней активностью CO_2 и низкой активностью F, B_2O_3 1. $\text{Лмт} + (CO_2) = \text{Као} + \text{Кв} + \text{Ка} + (H_2O)$ 2. $\text{Пл}_{20} + \text{Орт} + \text{Бт} + \text{Кв} + (H_2O + CO_2 + S) = \text{Као} + \text{Бб} + \text{Пи} + \text{Дол} + \text{Кв} + (MgO + CaO + Na_2O + K_2O + O_2)$ в) Растворы с высокой активностью H_2O, S, CO_2 $\text{Пл}_{20} + \text{Орт} + \text{Бт} + \text{Кв} + (H_2O + CO_2 + S) = \text{Као} + \text{Кв} + \text{Дол} + \text{Пи} + (MgO + CaO + Na_2O + K_2O + O_2)$ г) Растворы с высокой активностью SO_4^{2-}, H_2O, CO_2, S $\text{Пл}_{20} + \text{Орт} + \text{Бт} + \text{Кв} + (H_2O + SO_4 + CO_2 + S) = \text{Алу} + \text{Као} + \text{Кв} + \text{Мрз} + (\text{Алу} + \text{CaO} + MgO + Na_2O + K_2O + O_2)$	6. Кварц-алунит-каолинитовая формация а) Растворы с высокой активностью F_2, S $\text{Пл}_{20} + \text{Орт} + \text{Бт} + \text{Кв} + (H_2O + F_2 + S) = \text{Као} + \text{Кв} + \text{Флю} + \text{Пи} + (K_2O + Na_2O + CaO + MgO + Fe)$ б) Растворы с высокой активностью H_2O, SO_4^{2-} $\text{Му} + \text{Флю} + (F_2 + SO_4 + CO_2 + H_2O) = \text{Геа} + \text{Ар} + \text{Гип} + (SiO_2 + K_2O + O_2)$	Растворы с высокой активностью $H_2O + B_2O_3$ $\text{Гип} + \text{Авг} + \text{Пл}_{30} + \text{Кв} + \text{Мт} + (H_2O + B_2O_3 + CO_2) = \text{Ту} + \text{Као} + \text{Анк} + \text{Кв} + \text{Пи} + (CaO + Na_2O + K_2O + O_2)$ Растворы с $a_{SO_4^{2-}} > a_{BO_3^{3-}}$ $\text{Ту} + (H_2O + SO_4^{2-} + K_2O) = \text{Алу} + \text{Кв} + (Al_2O_3 + MgO + FeO + B_2O_3)$

Таблица 2

	Пм	Привнос		Продукты замещения			Вынос и отложение в трещинах и пустотах	
		CO ₂	H ₂ O	Акт	Ка	Кв	Ка	Кв
Объём молекул	569,6			468,7	80,9	20,0	103,0	54,8
% объёмные	100,0			82,4	14,2	3,4	18,1	9,7
Весовые количества	1145,1	132	18	875,1	132	32,0	168	88
% весовые	100,0	11,5	1,6	76,5	11,5	2,6	14,6	7,7

эпидотом, содержащим 33% железистой молекулы (Эп₃₃), протекает с образованием кальцита, кварца и гематита (Гем) или магнетита:

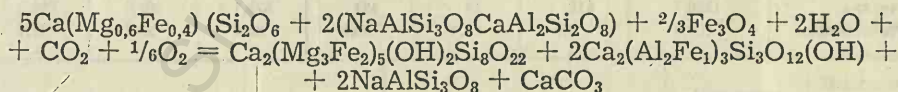


Это замещение, как видно из баланса табл. 3, тоже сопровождается выносом избытка CaO и SiO₂, из которых в трещинах возникают кварц-карбонатные жилы, составляющие 36,3% к объёму замещаемого граната.

Таблица 3

	Гр ₅₀	Привнос		Продукты замещения				Вынос и отложение в трещинах и пустотах	
		H ₂ O	CO ₂	Эп ₃₃	Гем	Ка	Кв	Ка	Кв
Объём молекул	456,0			238	26,1	154,5	37,4	90,7	74,8
% объёмные	100,0			52,2	5,7	33,9	8,2	19,9	16,4
Весовые количества	958,2	9	176	482,9	79,8	251,8	60,0	148,2	120
% весовые	100,0	0,9	18,3	50,4	8,3	26,2	6,3	15,5	12,5

Замещение внешней скарновой зоны, состоящей из клинопироксена, плагиоклаза № 50 (Пл₅₀) и примесей магнетита, актинолита, эпидотом, альбитом и кальцитом (табл. 4):



дает представление о направленности процесса пропилитизации основной породы. Этот процесс вызывается высокой активностью H₂O и средней активностью CO₂, O₂ и низкой — S. В случае повышения активности S часть железа высвобождается из силикатов и выделяется в виде пирита.

Важно отметить, что в некоторых случаях эпидотовые и актинолитовые образования возникают реакционно-метасоматическим путем и от-

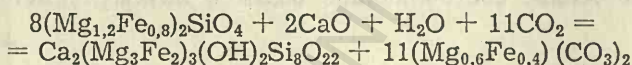
Таблица 4

	Исходные			Привнос			Продукты замещения				Вынос и отло- жение Аб
	Пм	Пл ₃₀	Мт	H ₂ O	CO ₂	O ₂	Акт	Эп ₃₃	Аб	Ка	
Объём молекул	596,6	679,0	53,8				468,7	476	323,4	61,3	20,8
% объёмные	43,7	52,2	4,1				35,3	35,8	24,3	4,6	1,6
Весовые количества	1145,1	1079,4	154,3	36	44	5,3	875,1	965,1	492,2	100	31,4
% весовые	48,2	45,3	6,5	1,5	1,8	0,2	36,8	40,6	20,7	100	1,3

носятся таким образом к скарнам среднетемпературной ступени (Заварицкий, 1927).

Среднетемпературное замещение ультраосновных пород выражается актинолитизацией на контакте с известняками и серпентинизацией вне контакта с последними.

Замещение актинолитом оливина (Олив), содержащего 40% фаялитовой молекулы, сопровождается обычно образованием мезитита (Мзт):



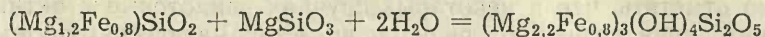
который, в силу привноса CaO, H₂O и CO₂ (табл. 5) и проявления тенденции метасоматоза к увеличению объёма, отлагается в трещинах и пустотах пород.

Таблица 5

	Олив ₄₀	Привнос			Продукты замещения		Вынос и отло- жение
		CaO	H ₂ O	CO ₂	Акт	Мзт	
Объём молекул	615,4				468,7	146,7	372,7
% объёмные	100,0				76,2	23,8	60,6
Весовые количества	1326,7	112	18	484	875,1	301,6	764,3
% весовые	100,0	8,5	1,4	36,5	66,0	22,7	57,7

В случае низкой активности CO₂ и S вынос растворами Mg и Fe из гипербазита может вызвать хлоритизацию алюмосиликатных пород в том числе и гранитов, как это имеет место в Восточном Саяне на контакте Оспинского гипербазитового интрузива.

В случае отсутствия привноса CaO гипербазит, состоящий из оливина и энстатита (Эн), подвержен серпентинизации:



причем около 19,4% MgO в массе исходной породы выносится в трещины, где образуются жилки серпентина, серпофита и асбеста, составляющие 40,6% объема исходного перидотита. Если в последнем значительно преобладает оливин над энстатитом, то в условиях низкой активности CO_2 из избытка MgO образуется брусит (Бр).

Таблица 6

	Перидотит		Привнос	Продукты замещения	Вынос и отложение в трещинах
	Олив	Эн	H_2O	Сп	Сп
Объемы молекул	76,9	54,0		130,9	53,1
%% объемные	58,6	41,2		100,0	40,6
Весовые количества	165,8	100,0	36	214	87,4
%% весовые	62,4	37,6	13,5	81,4	32,9

Характерно, что среднетемпературная серпентинизация гипербазитов отличается от низкотемпературной очень слабым развитием карбонатов, что связано с низкой активностью углекислоты.

Рассмотрим теперь особенности замещения безводных боросодержащих минералов водными боросодержащими минералами — датолитом и турмалином, которые, по имеющимся данным, образуются в широком интервале температур и глубин. Датолит встречается совместно с гранатом, в волластонит-гранатовом скарне в ассоциации с апофиллитом (Кантор, 1950), в ассоциации с аксинитом (Соловьев, 1944), с цеолитами и гранатом (Курман и др., 1937), с цеолитами и кальцитом в пустотах и жилах (Gossner u. Mussnug, 1920). Турмалин в свою очередь развивается в ассоциации эпидота, ортоклаза и карбоната (на Давендинском месторождении), а также в ассоциации каолинита в условиях малых глубин, как это имеет место в Закарпате (Соболев и др., 1953).

Замещение безводных боросодержащих минералов водными боросодержащими минералами связано с высокой активностью B_2O_3 , H_2O и привносом ряда компонентов.

Так, в случае привноса CaO данбурит (Дб) замещается датолитом:

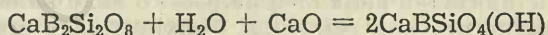
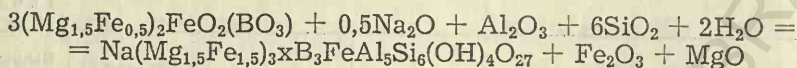


Таблица 7

	До	Привнос		Продукты замещения	Вынос и отложение в трещинах
		H_2O	CaO	Дт	Дт
Объемы молекул	136,5			136,5	44,1
%% объемные	100,0			100,0	32,4
Весовые количества	245,6	18	56	240	79,6
%% весовые	100,0	7,4	22,9	98,9	32,5

В связи с осаждением H_2O и CaO значительная часть B_2O_3 выносится в трещины, пустоты, где в результате соединения с CaO и H_2O возникает датолит, составляющий 32,4% к объёму исходного данбурита. В случае низкой активности B_2O_3 в трещинах датолит может не возникать.

В свою очередь замещение людвигита (Лд), турмалином, содержащим 50% шерловой молекулы (Ty_{50}):



происходит, как видно из баланса табл. 8, со значительным привнесом Na_2O , Al_2O_3 , SiO_2 и H_2O , в результате чего более половины турмалина образуется либо на месте растворенных минералов, либо в полостях трещин, пустот и пор породы.

Таблица 8

	Лд	Привнос				Продукты замещения	Вывос и отложение в трещинах, пустотах, порах			
		Na ₂ O	Al ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O		Ty ₅₀	Ty ₁₀	Fe ₂ O ₃	MgO
Объёмы молекул	263,3					263,3	291,7			
% объёмные	100,0					100,0	111,0			
Весовые количества	631,8	31	254,8	360	36	492	542,6	159,7	120,9	
% весовые	100,0	4,9	40,2	57	5,7	77,8	85,8	25,2	19,1	

Составы и парагенезисы некоторых водных боросодержащих минералов нанесены на диаграмму 4, фиг. 1.

Из рассмотренных реакций замещения высокотемпературных боросодержащих минералов — данбурита и людвигита — соответственно датолитом и турмалином протекает при условии низкой активности CO_2 и S, что подтверждается слабым развитием карбонатов и сульфидов.

Таким образом среднетемпературная стадия метасоматического минералообразования характеризуется высокой активностью H_2O и O_2 и низкой активностью CO_2 , F_2 и S, в результате чего безводные силикаты и алюмосиликаты Ca, Mg, Fe становятся неустойчивыми и замещаются водными силикатами и алюмосиликатами тех же оснований с высвобождением избытка SiO_2 в виде кварца, CaO в виде кальцита и флюорита, Fe в виде магнетита или гематита. Между тем, в эту стадию устойчивы и образуются безводные алюмосиликаты K, Na, Li (ортотлаз, альбит, сподумен и пр.), которые в условиях пониженной активности щелочей замещаются соответствующими водными алюмосиликатами, т.е. слюдами с высвобождением части SiO_2 .

III. НИЗКОТЕМПЕРАТУРНАЯ МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ СТАДИЯ

В низкотемпературную стадию отчетливо выявляется роль кислотных компонентов гидротермальных растворов в развитии минералообразования, в результате чего продукты метасоматоза обладают большим разнообразием состава.

Как уже было отмечено выше, по преобладающей активности одного из кислотных компонентов гидротермальные растворы бывают углекислыми, фтористоводородными и борнокислыми. В свою очередь те же растворы могут быть сероводородными или сернокислыми, причем ряд исследователей (Д. С. Коржинский, 1953; Соболев, 1953 и Steiner, 1953) подчёркивают, что активность серной кислоты возрастает с приближением к дневной поверхности благодаря окислению кислородом вадозных вод слабой сероводородной кислоты в сильную кислоту. В связи с этим, по мере повышения кислотности гидротермальных растворов усиливается выщелачивание пород и получает широкое развитие гидротермальная аргиллизация, которая характерна очевидно только для небольших глубин.

Ниже рассмотрим особенности метасоматического минералообразования сначала для средних глубин, при которых образуется эпидот и актинолит, а затем для малых глубин, где эти минералы неустойчивы.

А. Метасоматическое минералообразование средних глубин

Высокая активность CO_2 , F_2 и S в низкотемпературную стадию вызывает неустойчивость высокотемпературных безводных и среднетемпературных водных силикатов и алюмосиликатов Ca , Mg , Fe и замещение их кварцем, карбонатом, флюоритом и сульфидами. При действии низкотемпературных борнокислых растворов безводные и водные силикаты и алюмосиликаты Ca , Mg и Fe замещаются боросодержащими алюмосиликатами Mg и Fe с высвобождением Ca в виде карбоната или флюорита.

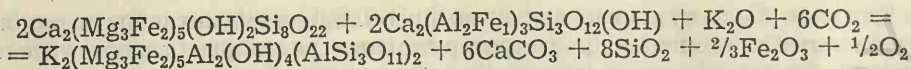
Ниже рассмотрим по-очередно метаморфическое воздействие углекислых, фтористоводородных и борнокислых растворов на различные породы и минералы, реакций между которыми схематически представлены в табл. 1.

Воздействие углекислых растворов на породы, содержащие в своём составе силикаты и алюмосиликаты Ca , Mg , Fe , приводит к замещению их большим разнообразием карбонатсодержащих гидротермально-изменённых пород, образующих кварц-карбонатную формацию.

Судя по минеральному составу пород кварц-карбонатной формации, активность углекислоты и сопутствующей сероводородной кислоты меняется в зависимости от температуры и концентрации их в растворе. Наблюдается, что с удалением от трещины в сторону породы активность кислот довольно быстро падает, что объясняется, по-видимому, понижением их концентрации в растворах. В вертикальном направлении вдоль трещин активность и особенно CO_2 возрастает в связи с понижением температуры и повышением их концентрации, которая обусловлена дифференциальной подвижностью компонентов и проявлением вследствие этого фильтрационного эффекта (Д. С. Коржинский, 1947 и др.).

Ниже рассмотрим случаи влияния различной активности CO_2 и H_2S на направленность метасоматического минералообразования в процессе низкотемпературного гидротермального изменения пород.

При действии растворов с высокой активностью H_2O , K_2O , средней CO_2 и низкой S актинолит-эпидотовая порода замещается породой, состоящей из биотита (Бт), кальцита, кварца и магнетита (табл. 9):



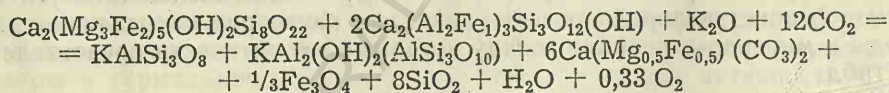
Как видно из табл. 9, избыток SiO_2 и CaO выносятся в трещины, где возникают кальцит-кварцевые жилы, занимающие 31% объёма исходной породы.

Таблица 9

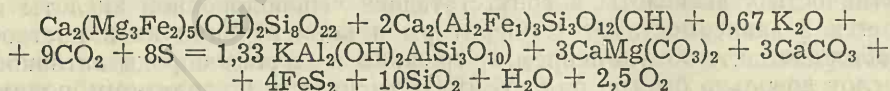
	Исходные		Привнос		Продукты замещения				Вынос и отложение в трещинах		
	Акт	Эп	K_2O	CO_2	Бт	Ка	Кв	Мт	Ка	Кв	O_2
Объём молекул	470	478			525,2	298,1	74,8	49,9	69,7	224,4	
% объёмные	49,6	550,4			55,5	31,4	7,9	5,2	7,4	23,5	
Весовые количества	875	965,7	94,2	264	957,9	487	120	151,2	113	360	8
% весовые	47,5	52,5	5,1	14,4	52,2	25,9	6,5	8,2	6,1	19,6	0,4

При действии на актинолит-эпидотовую породу тех же растворов, но с низкой активностью K_2O вместе биотита развивается хлорит.

Но при действии на ту же породу растворов с высокой активностью CO_2 , средней активностью H_2O , K_2O и низкой S вместо биотита и хлорита образуются серицит, карбонат и кварц, что выразится схематически следующим уравнением и табл. 10:



Наконец, при воздействии на актинолит-эпидотовую породу растворов с высокой активностью S , H_2O и средней — CO_2 железо не входит в состав карбонатов, а, соединяясь с S , образует пирит. В таком случае уравнение реакции примет следующий вид (табл. 11):



Воздействие на актинолит-эпидотовую породу фтористоводородных растворов приводит к замещению её продуктами кварц-флюоритовой формации, которые отличаются от пород кварц-карбонатной формации образованием флюорита вместо карбонатов кальция, а также топаза и берилла.

Из-за ограниченности объёма настоящей работы мы не будем рассматривать здесь реакции взаимодействия фтористоводородных растворов на различные минералы и породы и ограничимся лишь схематическим изображением этих реакций в табл. 1 и нанесением парагенезисов на диаграмму 6, фиг. 1.

Здесь ещё следует рассмотреть воздействие углекислых растворов на гарцбургит, состоящий из оливина и энстатита.

При высокой активности H₂O и средней — CO₂ гарцбургит замещается серпентинитом, магнезитом, магнетитом и кварцем (табл. 12):

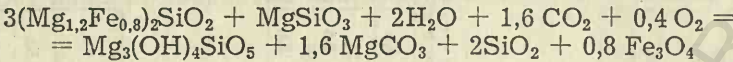
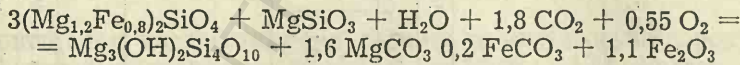


Таблица 12

	Гарцбургит		Привнос			Продукты замещения			Вынос и отложение в трещинах		
	Олив	Эп	H ₂ O	CO ₂	O ₂	Сп	Мз	Мт	Ма	Кв	Мт
Объём молекул	230,7	54				184,4	70,5	29,8	27,0	277,8	29,8
% объёмные	81,0	19				64,8	24,8	10,4	9,7	27,3	10,9
Весовые количества	497,4	100,0	36	70,4	12,8	276,9	115	92,6	19,9	1120	92,6
% весовые	83,4	16,6	6,5	11,8	2,2	46,3	19,3	15,6	3,3	20,1	15,6

В виду проявления тенденции к расширению объёма в процессе метасоматоза часть вещества выносится и отлагается в трещинах и пустотах в виде магнезита, кварца и магнетита, составляющие 36,9% к объёму замещаемого гарцбургита.

При воздействии на гарцбургит углекислых растворов с менее высокой активностью H₂O и CO₂ он замещается тальк-карбонатной породой с вкрапленностью гематита (или магнетита):



Замещение гарцбургита при высокой активности CO₂, как это имеет место около кварцевых жил Оспинского гипербазитового интрузива,

Таблица 13

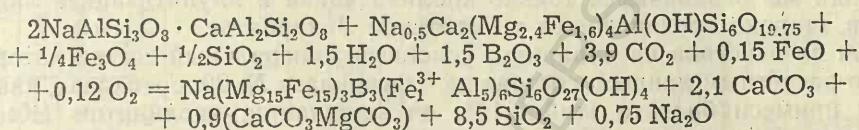
	Гарцбургит		Привнос			Карбонат талько- вая порода			Вынос и отложение в трещинах		
	Олив	Эп	H ₂ O	CO ₂	O ₂	Та	Брт	Гем	Та	Брт	Гем
Объём молекул	230,7	54				213,2	41,5	30	20,8	44,3	27,4
% объёмные	81,0	19				74,9	14,6	10,5	7,3	15,6	9,6
Весовые количества	497,4	100	18	79,2	19,6	300,0	76,8	92,7	78,9	81,3	83,3
% весовые	83,4	16,6	3	13,3	3,9	50,2	12,9	15,5	13,2	13,6	13,9

направлено в сторону образования кварц-брейнеритовой, т.е. листовитовой породы, причем в силу стремления реакции замещения к увеличению объёма около половины вещества выносится под давлением в трещины.

Если метаморфизирующие растворы также обладают высокой активностью S то вместо брейнерита возникает магнетит и пирит.

Воздействие борнокислых растворов с высокой активностью H_2O , B_2O_3 , средней активностью CO_2 и низкой — S вызывает турмалинизацию кислых, средних и основных пород. При этом, в зависимости от активности щелочей, в ассоциации турмалина образуется либо ортоклаз, либо мусковит, либо альбит. Однако при высокой активности B_2O_3 алюмосиликаты K и Na неустойчивы и вместо них, благодаря привнесу MgO и Fe , возникает кварц-турмалиновая порода.

В данных условиях средняя порода, например, спессартит, состоящий из андезина № 33 (Пл₃₃), амфибола (Амф), кварц и магнетита, замещается турмалином, карбонатом и кварцем:



Как видно из баланса данного уравнения (табл. 15), замещение сопровождается выносом избытка Na_2O и SiO_2 , из которого в трещинах возникают кварцевые жилы. При высокой активности S часть железа идет на образование пирита. На диаграмме 7 фиг. 1 нанесены основные парагенезисы кварц-турмалиновой формации.

В. Метасоматическое минералообразование в условиях небольших глубин

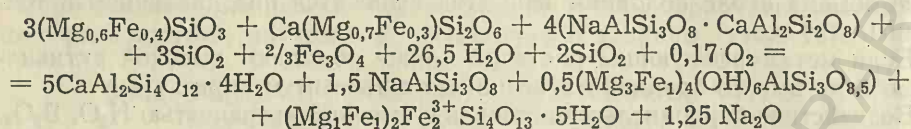
В субвулканических и приповерхностных условиях, где, согласно Д. С. Коржинскому (1961), образуются только низкотемпературные гидротермальные растворы, проявляется низкотемпературный метасоматоз. В связи с вскипанием и окислением гидротермальных растворов кислородом вадозных вод, метасоматоз на малых глубинах характеризуется выщелачиванием оснований и как следствие этого широким развитием процессов каолинизации, алунитизации и образования кварцолитов (метасоматических кварцитов), как конечного продукта кислотного выщелачивания.

Интересно, что в условиях малых глубин развиваются цеолиты — водные кальцевые алюмосиликаты, образующие в ассоциации с хлоритом, альбитом породы, которые являются аналогами пропицитов, пород характерных для средних температур и глубин.

С целью выяснения условий и определения направленности процесса образования цеолитов рассмотрим случай замещения кварцевого диорит-порфирита ломонитом, альбитом, хлоритом и монтмориллонитом, имевшего место на Вышковском месторождении ртуты в Закарпатье.

Замещение кварцевого диорит-порфирита, состоящего из гиперстена (Гип), пижонита (Пж), лабрадора (Пл₅₀), кварца и магнетита, лимони-

том (Лмт), альбитом, хлоритом и монтмориллонитом (Мнт) схематически выразится следующим уравнением:

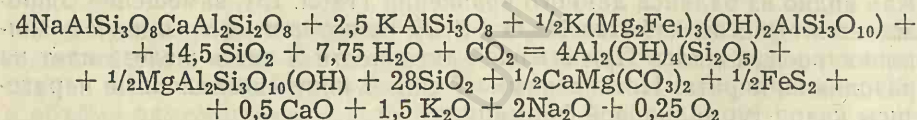


Из уравнения и его баланса (табл. 15) видно, что это замещение развивается при условии привноса SiO_2 , H_2O и O_2 , причем в связи с проявлением тенденции к расширению объема при метасоматозе часть ломонтита отлагается в полостях трещин. Устойчивость ломонтита с хлоритом и монтмориллонитом свидетельствует о низкой активности CO_2 .

С повышением активности CO_2 ломонтит, хлорит и альбит замещаются каолинитом, монтмориллонитом, карбонатом и кварцем.

С целью выявления направленности процесса гидротермальной аргиллизации мы ограничимся только каолинизацией и алунитизацией липаритов, широко проявившихся в Советском Закарпатье.

При воздействии на липариты, условный минеральный состав которого, по расчётным данным, состоит из плагиоклаза № 20, ортоклаза, кварца и примеси биотита (табл. 16), он замещается каолинитом (Као), кварцем, бейделлитом (Бд), доломитом (Дол) и пиритом (Пи):

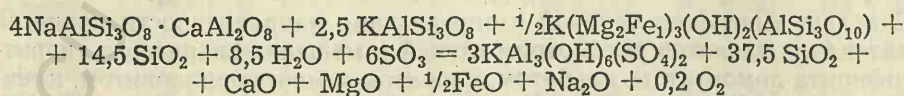


Превалирование выноса оснований над осаждением кислотных компонентов приводит к увеличению пористости метасоматической породы.

Каолинизация пород, судя по продуктам замещения, совершается при условии циркуляции гидротермальных растворов с высокой активностью H_2O , CO_2 , F_2 , S , B_2O_3 , причем в зависимости от величины активности последних она сопровождается образованием соответственно карбоната, флюорита, пирита, турмалина. Возникновение турмалина — водного боросодержащего алюмосиликата Mg и Fe — в условиях небольших глубин и температур объясняется, с одной стороны, наличием высокой активности бора, а с другой — исключительной устойчивостью турмалина.

Алунит в отличие от других минералов гидротермальной аргиллизации пород развивается только в приповерхностных условиях, где имеет место окисление сероводорода до сильной серной кислоты.

Алунитизацию липарита под действием сернокислых растворов схематически можно изобразить следующим уравнением и балансом (табл. 17):



Алунитизация сопровождается выносом CaO , Mg , Fe и части SiO_2 , которая достигает более 20% к массе исходной породы.

Таблица 15

	Диорит-порфирит					Привнос		Продукты замещения				Вынос и отложение			
	Гип	Пж	Пл ₂₀	Кв	Мг	SiO ₂	H ₂ O	O ₂	Лмт	Аб	Хл	Мнт	Лмт	Na ₂ O	O ₂
Объём молекул	181,5	111,9	1358	112,2	49,8				1000,9	258	151,5	403	650,1		
% объёмные	10,0	6,2	74,9	6,2	2,7				55,3	14,2	8,3	22,2	36,1		
Весовые количества	339,0	225,3	2158,3	180,0	154,4	120	477	5	1415	393	239	601,8	935	77,5	
% весовые	11,3	7,4	70,5	5,9	5,1	3,9	15,6	0,1	46,3	12,9	7,8	19,7	30,7	2,5	

Таблица 16

	Липарит				Привнос			Продукты замещения					Вынос и отложение				
	Pl ₂₀	Орт	Бт	Кв	H ₂ O	CO ₂	S	Као	Бд	Кв	Дол	Пн	СаО	K ₂ O	Na ₂ O	O ₂	
Объём молекул	855,5	445	123	543				660	113,1	1047,2	54,3	19,9					
%/о объёмные	43,6	22,6	6,2	27,6				33,6	5,3	53,2	2,8	1,0					
Весовые количества	1325,4	694,7	224	870	139,5	544	32	1031,2	169,6	1680	92,1	59,9	28	141,3	124	8	
%/о весовые	42,5	22,3	7,2	28	4,5	1,4	1	33,2	5,4	54	2,9	1,9	0,9	4,5	4,5	0,3	

Таблица 17

	Липарит					Привнос		Продукты замещения		Вынос и отложение в трещинах и пустотах				
	Пл ₂₀	Орт	Бт	Кв	H ₂ O	SO ₂	Алу	Кв	СаО	МgO	FeO	Na ₂ O	O ₂	
Объём молекул	855,5	445	123	543			762	1204	198					
%/о объёмные	43,6	22,6	6,2	27,6			38,3	61,2	10,1					
Весовые количества	1325,4	694,7	224	870	153	480	1242	1937	318	40,3	35,9	124	8	
%/о весовые	42,5	22,3	7,2	28	4,9	15,4	40	62,0	10,2	1,3	1,1	4,0	0,3	

Неустойчивость карбонатов, сульфидов и присутствие барита в зоне алунизации свидетельствует о высокой кислотности растворов.

Из приведенного анализа направленности метасоматического минералообразования явствует, что по мере падения температуры и повышения в этой связи активности компонентов: H_2O , CO_2 , F_2 , B_2O_3 , S и SO_4^{2-} безводные силикаты и алюмосиликаты Ca , Mg , Fe сначала замещаются водными силикатами и алюмосиликатами тех же оснований с высвобождением избытка SiO_2 в виде кварца. Затем последние при низких температурах замещаются карбонатом (реже флюоритом), сульфидами и, наконец, глинистыми минералами с массовым освобождением SiO_2 в виде кварца и опала. Конечным продуктом кислотного выщелачивания являются метасоматические существенно кремнистые породы — кварцелит и опалолит, из которых удалены основания. По мере падения температуры и соответствующего повышения кислотности растворов число минералов в продуктах метасоматоза уменьшается в результате удаления оснований.

Институт геологии горючих
ископаемых АН УССР

ЛИТЕРАТУРА

1. ЗАВАРИЦКИЙ, А. Н.: Гора магнитная и её месторождения железных руд. Тр. Геолкома, новая сер., вып. 22, 1927.
 2. КАНТОР, М. З.: О датолите и датолитовой породе Турьинских скарновых месторождений. Зап. Мин. о-ва вып. 4, 1950.
 3. КОРЖИНСКИЙ, Д. С.: Фильтрационный эффект и его значение в геологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1947.
 4. КОРЖИНСКИЙ, Д. С.: Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 68 (№ 10), 1948.
 5. КОРЖИНСКИЙ, Д. С.: Очерк метасоматических процессов. Кн. Основные проблемы в учении магматогенных руд. месторождений. Изд. АН СССР, М., 1953.
 6. КОРЖИНСКИЙ, Д. С.: Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканических формациях. Сб. Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. Изд. АН СССР, М., 1961.
 7. КОРЖИНСКИЙ, Д. С.: Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1962.
 8. КОРЖИНСКИЙ, А. Ф.: О влиянии состава гидротермальных растворов на отложение руд на примере некоторых редкометалльных и свинцово-цинковых месторождений. Геол. рудн. мест., № 1, 1962.
 9. КУРМАН, И. М., БОРОЖЕВА, Е. М., УСАЧЕВА, З. М.: Тр. Инст. по удобрению, 117, 1937.
 10. МАРАКУШЕВ, А. А.: Парагенезисы боросодержащих магнезиальных скарнов в Таёжном месторождении в Архее Алданской плиты. Геохимия, № 1, 1958.
 11. СОЛОВЬЕВ, С. П.: К находке боросодержащих минералов в горах Сихотэ-Алине на Дальнем Востоке. Зап. Мин. о-ва, вып. 4, 1944.
 12. СОБОЛЕВ, В. С., БОБРЕВИЧ, А. П., ЗОЛОТУХИН, В. В.: Турмалины в метасоматических породах Закарпатской области. Мин. сб. геол. Львов. геол. о-ва, № 7, 1953.
 13. СОБОЛЕВ, В. С., ФИШКИН, М. Ю.: Метасоматическая зональность и процессы образования алунита. Мин. сб. Львов. геол. о-ва, № 7, 1953.
- GOSSNER, B. U., MUSSGUG, F.: Zeit. Krist., 70, p. 171. 1929.
STEINER, A.: Hydrothermal rock alteration at Waitekei, New Zealand. Econ. Geol., vol. 48, nr 1, 1953.

CONSIDÉRATIONS SUR CERTAINES ASSOCIATIONS DE MINÉRAUX DE LA ZONE DE CONTACT D'ORAVITA ET DE SASCA MONTANĂ (RÉG. BANAT — R.P.R.)

par

Angela RAFALET

La région étudiée est située dans la zone sud du Banat à 20—40 km du Danube.

La région est caractérisée par une suite de massifs granodioritiques à biotite et amphibole (banatites) disposés suivant la direction N—S. Ils représentent, probablement, des apophyses du même corps en profondeur; ces apophyses traversent une succession de dépôts mésozoïques qu'elles affectent assez intensément. Ces dépôts mésozoïques sont constitués pour la plupart de roches calcaires, lesquelles, mises en contact avec les granodiorites, ont été recristallisées et transformées en plusieurs types de marbres et skarns, auxquels nous avons accordé la priorité.

Le matériel étudié provient des galeries d'exploration de la minéralisation cuprifère associée à ces phénomènes de contact, emplacements dans la zone ouest du contact avec les massifs granodioritiques.

L'étude exécutée dans les galeries et au laboratoire a mis en évidence l'absence d'homogénéité et de zonalité en ce qui concerne la composition minéralogique et la structure de cette zone de contact. Nous attribuons ce fait à la diversité de la composition et de la texture des roches calcaires primaires.

C'est sur ces roches qu'ont opéré les effets d'un métamorphisme thermique et d'un métamorphisme thermique à apport de substance (métasomatique), qui ont produit une variété assez riche de roches carbonatées recristallisées.

En moindre mesure, on constate les effets d'un autométamorphisme, marqués par l'apparition des cristaux de grenat, diopside et épidote, dans la masse de certains porphyres granodioritiques de la périphérie du massif granodioritique de Sasca Montană.

La plupart des roches de contact sont sillonnées de fissures, où, les solutions circulantes ont déposé une variété assez riche de minéraux: calcite, quartz, silice fibreuse (quartzine), zéolites fibreuses et non fibreuses, anthophyllite, actinote, ainsi que du minerai de cuivre et de fer.

LES ROCHES CARBONATÉES MÉTAMORPHISÉES

Nous avons constaté, dans la masse des roches carbonatées métamorphisées, la présence de plusieurs types de roches, selon la composition de la roche primaire et le genre de métamorphisme de contact qui l'a affectée.

Le métamorphisme thermique est le mieux représenté. Il a opéré sur plusieurs types de roches carbonatées et, plus exactement, sur les roches

carbonatées pures; ainsi ont pris naissance les calcaires cristallins purs (marbres purs).

Il a opéré aussi sur les roches carbonatées, magnésiennes et nonmagnésiennes impures, produisant ainsi des calcaires cristallins à minéraux de contact.

Les effets d'un métamorphisme de contact à apport de substance (métasomatique) sont marqués par l'apparition des skarns plus ou moins riches en cristaux de grenat (grenatites et skarns grenatifères).

Toutes ces roches ont une texture compacte, massive et une couleur variable: blanche dans le cas des marbres purs, gris-clair ou foncée dans le cas des calcaires cristallins à minéraux et gris-brunâtre dans le cas des skarns.

L'étude microscopique des lames minces met en évidence une structure en mosaïque pour les calcaires cristallins purs, porphyroblastique pour les calcaires cristallins à minéraux et granoblastique pour tous les autres types de roches de contact.

Subséquentement nous présentons les associations de minéraux identifiées, ainsi que leur localisation:

A. Calcaires cristallins purs ou presque purs

Sasca Montana

Gal 9 dr. — m 22—32; m 69—95

Gal 23 gauche — m 163—237; m 361

Oravița

lat. Nord — m 38—82

lat. Ouest — m 35—56

lat. Sud — m 7—14; m 21—37; m 44—82

1. calcite
2. calcite, diopside
3. calcite, magnétite

B. Calcaires cristallins à minéraux de contact

Sasca Montana

Gal 9 dr. — m 16—21

Gal 23 gauche — m 260—282; m 311—338

Oravița

lat. Est — m 76—78; m 85—87

lat. Nord — m 21—38; m 50—58

lat. Sud — m 14—16; m 19—21; m 37—44

1. calcite, grenat, phlogopite
2. calcite, trémolite
3. calcite, grenat, minéral
4. calcite, vésuvianite, diopside

C. Skarns grenatifères

Sasca Montana

Gal 9 dr. — m 7—16; m 41—48; m 63—69

Gal 23 gauche — m 0—6; m 21—38; m 282—286; m 302—304

1. calcite, grenat, diopside, minéral, anthophyllite
2. calcite, grenat, forstérite, diopside, minéral

D. Grenatites

Sasca Montana

Gal 9 dr. — m 34—41; m 49—54; m 57—63; m 123—139; m 147—152

Gal 23 gauche — m 11—15; m 41—45; m 291—311; m 339—354

Oravița

lat. Est — m 17—23; m 36—38; m 43—48; m 57—61; m 70—85

lat. Nord — m 2—18; lat. Ouest — m 19—33; lat. Sud m 1—7

1. grenat, minéral
 2. grenat, calcite, minéral
 3. grenat, diopside, minéral, forstérite
 4. grenat, calcite, diopside, minéral
 5. grenat, calcite, vésuvianite, minéral
 6. grenat, vésuvianite, diopside, calcite, minéral
- E. Autres associations de minéraux (très peu fréquentes)**
1. wollastonite, calcite, forstérite, magnétite
 2. diopside, grenat, vésuvianite, phlogopite
 3. calcite, grenat, axinite, épidote
 4. calcite, anthophyllite, grenat, minéral
 5. anortite, grenat, diopside, calcite
 6. méllilite, custérite, calcite, minéral

Les minéraux de chaque association sont énumérés dans l'ordre décroissant de leur fréquence.

LA PHYSIOGRAPHIE DES MINÉRAUX

Les cristaux de calcite, qui prédominent dans la masse des calcaires de la zone de contact, ont des tailles soit petites (0,02—1,0 mm) soit grandes (1,0—3,0 mm). Les contours sont irréguliers, parfois anguleux, parfois interpénétrants.

Les cristaux de grenat présentent, eux aussi, deux types de tailles (0,02—0,4 mm et 1,0—5,0 mm).

Les contours sont en général irréguliers, crénelés mais parfois on constate la présence de certains cristaux aux contours idiomorphes.

On doit remarquer les fines fissurations qui traversent les cristaux de grenat légèrement calcitisés le long de ces fissures. Dans des cas peu nombreux, la calcitisation est totale.

La plupart des cristaux de grenat sont isotropes, mais quelques fois — spécialement dans le cas de ceux de grande taille — ils sont anisotropes et présentent une structure zonaire.

Les cristaux de diopside ont des tailles réduites (0,02—0,3 mm) et des contours prismatique, légèrement arrondis.

La vésuvianite se présente sous forme de cristaux d'une assez grande taille (0,2—1,0 mm), aux contours irréguliers, rarement idiomorphes et de couleur d'interférence vert — olive.

La forstérite forme de petits cristaux (0,02—0,06 mm) aux contours irréguliers, arrondis; la trémolite se présente sous forme de cristaux aux contours prismatiques, allongés, de tailles variables (0,04—0,5 mm) et qui sont presque totalement altérés.

On remarque aussi des lamelles incolores ou légèrement jaunâtres de phlogopite (0,2 mm environ), des cristaux fibreux, allongés, incolores d'anthophyllite (0,1—0,2 mm) et des cristaux d'anortite (0,5—1,5 mm).

Les cristaux opaques de minerai (pour la majeure partie de la magnétite) présentent des contours irréguliers et des tailles qui varient entre 0,02 et 1,0 mm.

En dehors des minéraux décrits ci-dessus, on constate la présence sporadique de certains minéraux rarement rencontrés.

La mélilite se présente en cristaux incolores (0,1—0,4 mm), aux contours irréguliers, légèrement arrondis et à clivage très faiblement marqué. L'index de réfraction est assez élevé et la double réfraction est faible: le minéral est uniaxe positif (variété akermanite).

La custérite forme des cristaux incolores, à clivage basal parfait et aux contours irréguliers. Ils sont biaxes positifs et présentent un angle d'extinction de 6° — 7° .

L'index de réfraction est assez élevé et la double réfraction est faible.

L'axinite se présente sous forme de cristaux aux contours idiomorphes et hipidiomorphes, incolores en lames minces.

L'index de réfraction est assez élevé et la double réfraction est faible. Le minéral est biaxe négatif à grande valeur pour l'angle $2V$ (environ 80°).

CONCLUSIONS

L'action du métamorphisme de contact a opéré sur les roches sédimentaires environnantes, parmi lesquelles prédominent les roches carbonatées non magnésiennes et magnésiennes, pures et impures.

Sous l'action du métamorphisme thermique sur certaines roches calcaires pures, le carbonate de calcium a recristallisé, résultant ainsi les marbres purs.

Le cas le plus fréquent est celui des roches calcaires non magnésiennes et magnésiennes à impuretés, lesquelles, sous l'influence du métamorphisme thermique, sans ou avec apport de substance, ont donné les associations variées de minéraux typiques pour le contact, qui ont été décrites ci-dessus.

Ainsi que peu fréquent, il convient de remarquer l'apport de bore qui a mené à la formation de l'axinite, l'apport de fluor qui a mené à la formation de la phlogopite et la custérite, ainsi que l'apport de magnésium qui a mené à la formation de l'anthophyllite.

PLANCHES

PLANCHE I

- Fig. 1. Calcaire cristallin pur nicols parallèles, $\times 40$
Fig. 2. Calcaire cristallin pur nicols parallèles, $\times 40$
Fig. 3. Calcaire cristallin à forstérite, nicols parallèles, $\times 40$

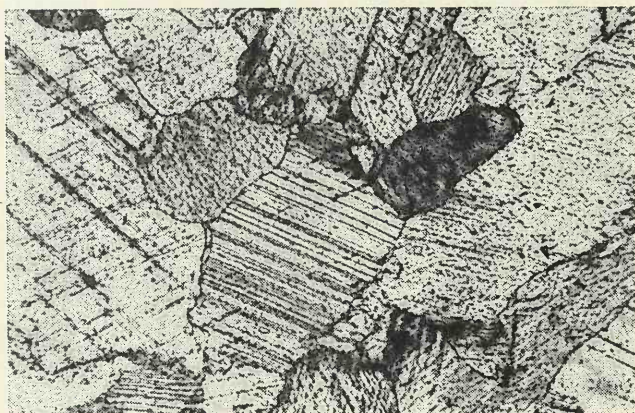


Fig. 1

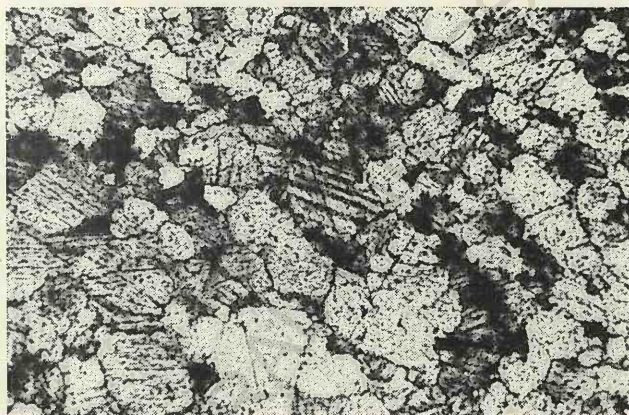


Fig. 2

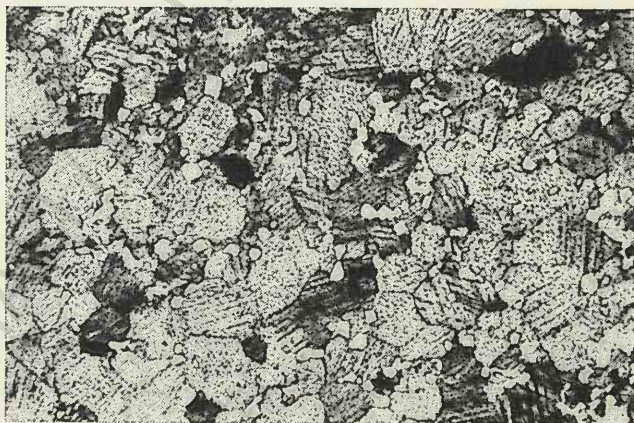


Fig. 3

Angela RAFALET — Considérations sur certaines associations de minéraux de la zone de contact d'Oravița et de Sasca Montană (rég. Banat — R.P.R.)

PLANCHE II

Fig. 1. Calcaire cristallin à trémolite, nicols parallèles, $\times 40$

Fig. 2. Calcaire cristallin à grenat, nicols parallèles, $\times 40$

Fig. 3. Skarn grenatifère à phlogopite, nicols parallèles, $\times 40$



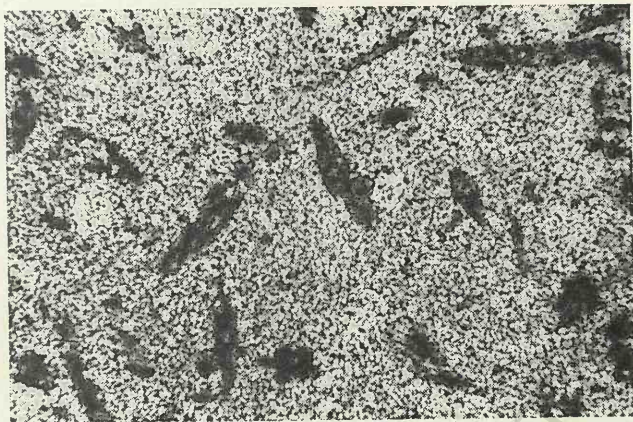


Fig. 1

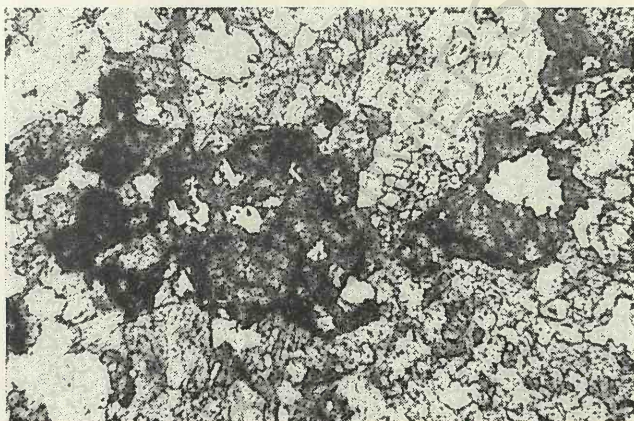


Fig. 2

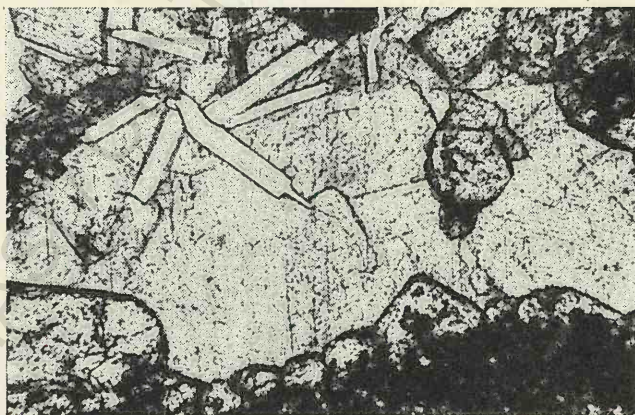


Fig. 3

Angela RAFALET — Considérations sur certaines associations de minéraux de la zone de contact d'Oravița et de Sasca Montană (rég. Banat — R.P.R.)

PLANCHE III

- Fig. 1. Skarn grenatifère, nicols parallèles, $\times 40$
Fig. 2. Grenatite, nicols parallèles, $\times 40$
Fig. 3. Grenatite, nicols croisés, $\times 40$



BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



Fig. 1



Fig. 2

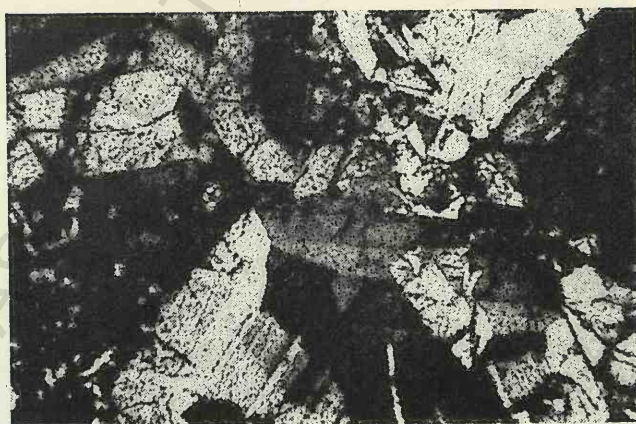


Fig. 3

Angela RAFALET — Considérations sur certaines associations de minéraux de la zone de contact d'Oravița et de Sasca Montană (rég. Banat — R.P.R.)

PLANCHE IV

- Fig. 1. Cristaux de wollastonite, nicols croisés, $\times 40$
Fig. 2. Cristaux d'anthophyllite, nicols croisés, $\times 40$
Fig. 3. Cristaux de mélilite, nicols croisés, $\times 40$

Manuscript de Géologie - Université de Bucarest

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

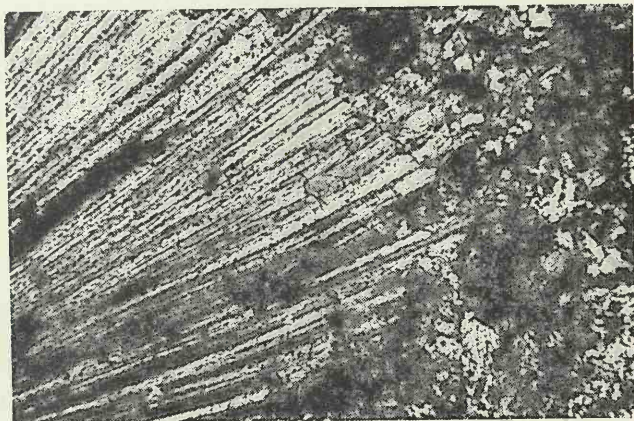


Fig. 1

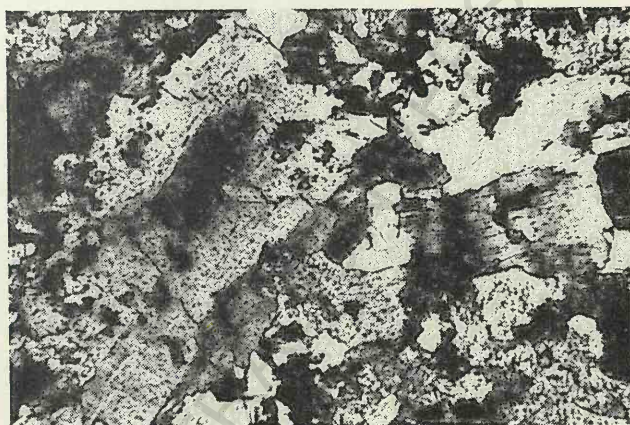


Fig. 2

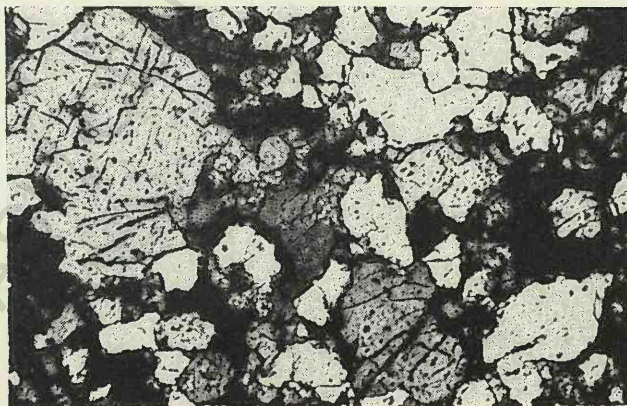


Fig. 3

Angela RAFALET — Considérations sur certaines associations de minéraux de la zone de contact d'Oravița et de Sasca Montană (rég. Banat — R.P.R.)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Universitatea de Științe Agricole și Medicină Veterinară
București

LES FORMES DE MANIFESTATION DES PHÉNOMÈNES MAGMATIQUES SUR LE TERRITOIRE DE LA R.P.R. PENDANT LE NÉOGÈNE

par

Dan P. RĂDULESCU

Parmi les régions du territoire de la R.P.R. où pendant le Néogène se sont déroulés des phénomènes magmatiques, on peut séparer deux cas: d'une part, les régions aujourd'hui découvertes par l'érosion (Monts Apuseni, région Baia Mare et sa continuation vers SW), d'autre part les régions où les parties supérieures des structures volcaniques récentes sont à-peu-près intactes (Monts Călimani — Gurghiu — Hărghita). Il n'est pas notre intention d'aborder la discussion des causes de cette situation; nous bornons, ici, d'attirer l'attention que les observations faites dans ces régions concernent des niveaux différents de l'écorce (une différence de 1000—2000 m, peut-être) et que, par conséquence, les interprétations à propos des formes de manifestations des phénomènes magmatiques conservent une incertitude.

Comme des ressemblances à ce point de vue peuvent être constatées même dans des régions aux degrés d'érosion assez différents (voir plus loin le cas des Monts Apuseni et Monts Călimani — Gurghiu — Hărghita), nous pensons que des comparaisons comme celle qui sera tentée dans la suite sont, toutefois, possibles.

L'ascension des masses magmatiques vers la surface pendant le Néogène s'est produite par les zones de résistance réduite nées au cours du temps géologique en arrière des régions axiales de l'orogène carpathique, tant près de sa branche principale (Carpathes du nord et Orientales) que près de sa branche interne (Monts Apuseni) (Dimitrescu, 1961).

A l'ouest de la région axiale des Carpathes Orientales les phénomènes magmatiques néogènes se sont manifestés dans une zone à-peu-près continue de leur partie septentrionale jusqu'à la courbure de l'extrémité méridionale; la distribution des produits magmatiques, leur mode de gisement ainsi que des observations directes sur les dislocations du soubassement permettent la séparation des plusieurs sous-zones en ce qui concerne le mode dans lequel celui-ci fut fracturé avant le commencement de l'activité magmatique.

La sous-zone méridionale — les Monts Călimani — Gurghiu — Hărghita — est la plus étendue et, peut-être, la plus homogène. Des dislocations principales de 10—15 km de longueur disposées NNW—SSE, à peu près rigoureusement parallèlement, sont accompagnées par d'autres à dimensions plus petites et orientations variables (Rădulescu et al., sous presse). Les premières surtout ont resté actives très longtemps, comme le prouvent les manifestations postvolcaniques de ces régions; d'ailleurs, conformément à toutes les interprétations, les fractures à cette orientation

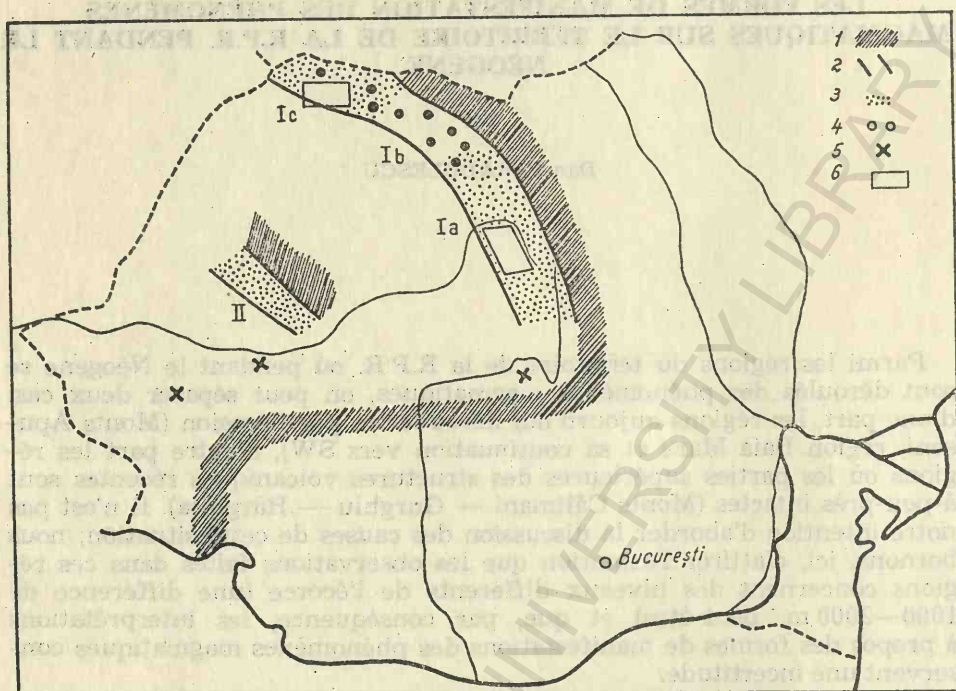


Fig. 1. Régions du développement des phénomènes magmatiques néogènes dans la R.P.R.

1 — Zones axiales de l'orogène carpathique, 2 — Zones de résistance réduite, 3 — Régions à manifestations surtout sous-atmosphériques, 4 — Régions à manifestations sub-crustales, 5 — Manifestations volcaniques isolées, 6 — Régions des figures no 2 et 3

doivent représenter le système des dislocations profondes qui accompagnent, parallèlement, les zones orogènes.

La sous-zone septentrionale — la région Baia Mare — a des caractères tout-à-fait différents. On a constaté ici des dislocations à orientations variables mais d'importances semblables. Les fractures NW—SE et celles NE—SW sont les plus évidentes; elles sont accompagnées par des fractures N—S, identifiées sur tout dans la partie occidentale (Rădulescu, 1958) et d'autres E—O. Ces deux derniers systèmes ont été actifs depuis longtemps.

Dans la sous-zone du nord-est, intermédiaire de deux autres antérieures — les Monts Bîrgău, Tibles, Toroiaga — la liaison entre les réservoirs magmatiques et la surface ne s'est plus réalisée par de grandes fractures; en absence de celles-ci, des percements isolés se sont produits dans le cadre de la zone de résistance réduite.

Dans la zone occidentale — les Monts Apuseni — la distribution des produits magmatiques et des dépôts sédimentaires d'âge néogène, indiquent en toute évidence l'existence des trois groupes de dislocations avec la même orientation au sein d'une même zone de résistance réduite du fondement.

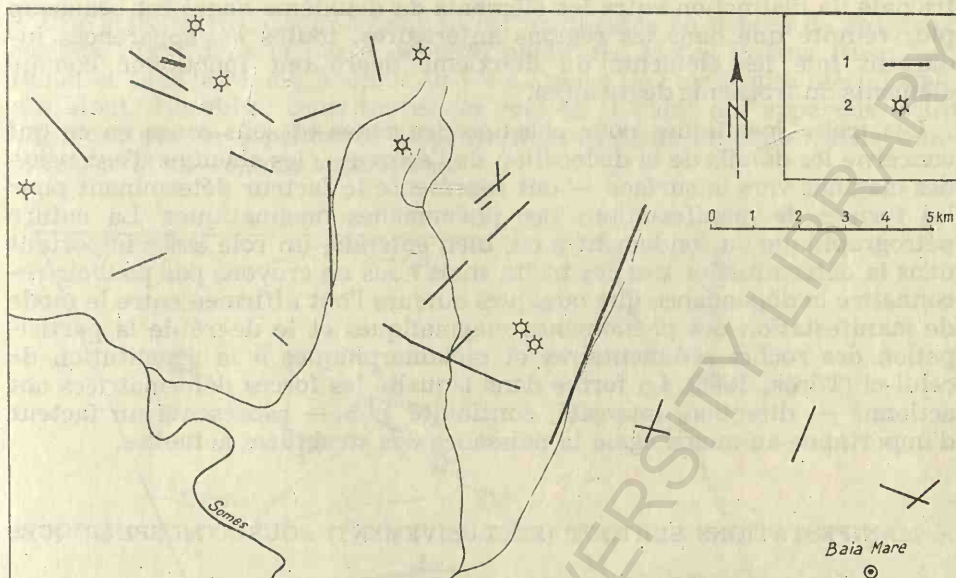


Fig. 2. Détail dans la région de Baia Mare
1 — Dislocations, 2 — Necks isolés

En considérant les perturbations du soubassement qui ont favorisé l'ascension des magmas, nous croyons pouvoir séparer dans ces régions des éléments de trois degrés d'importance:

1. Les deux zones de résistance réduite le long des branches de l'orogène carpathique.

2. Les grandes dislocations à disposition parallèle dans un ou plusieurs systèmes, le long desquelles s'est produite dans divers points l'ascension des magmas.

3. Les canaux et plans de percement de l'écorce jusqu'à la surface, avec la formation des corps magmatiques.

Ces éléments sont subordonnés les uns par rapport aux autres dans l'ordre inverse de leur énumération.

La coexistence des trois catégories d'éléments n'est pas absolument nécessaire et la variabilité du mode de manifestation des phénomènes magmatiques est la conséquence de la variabilité — d'ailleurs réduite — des situations à ce point de vue; deux alternatives seulement sont possibles, si nous nous bornons à considérer l'aspect qualitatif du problème: l'existence ou l'absence des éléments du deuxième degré.

Dans la sous-zone méridionale des Carpathes Orientales et dans la zone des Monts Apuseni les éléments du deuxième degré sont assez bien développés et dans leurs divers points s'individualisent ceux du troisième degré.

Dans la sous-zone du nord-est des Carpathes Orientales les éléments du deuxième degré font complètement défaut. Dans la sous-zone septen-

trionale, la distinction entre les éléments du deuxième degré est beaucoup plus réduite que dans les régions antérieures; toutes les apparences indiquent que les éléments du deuxième degré ont fonctionné comme éléments du troisième degré aussi.

Les traits spécifiques pour chacune des zones et sous-zones en ce qui concerne les détails de la dislocation de l'écorce — les chemins d'ascension des magmas vers la surface — ont représenté le facteur déterminant pour les formes de manifestations des phénomènes magmatiques. La nature pétrographique du fondement a eu, bien entendu, un rôle assez important dans la détermination des ces traits, mais nous ne croyons pas pouvoir reconnaître la dépendance que quelques auteurs l'ont affirmée entre le mode de manifestation des phénomènes magmatiques et le degré de la participation des roches sédimentaires et métamorphiques à la constitution de celui-ci (Török, 1956). La forme dans laquelle les forces déformatrices ont agi — direction, intensité, continuité, etc. — représenté un facteur d'importance au moins égale la naissance des structures actuelles.

A. MANIFESTATIONS SURTOUT (EXCLUSIVEMENT) SOUS-ATMOSPHÉRIQUES

Dans la sous-zone méridionale des Carpathes Orientales et dans les Monts Apuseni, l'existence d'un système principal de dislocations très bien individualisé (2-me degré) a favorisé l'arrivée de grandes masses magmatiques à la surface de l'écorce; l'ouverture des dislocations dans de divers points (éléments du 3-me degré) a permis le déroulement des phénomènes volcaniques de type central très caractéristiques. Les strato-volcans aux grands dimensions sont assez fréquents dans les deux régions; ils sont rangés sur une ou plusieurs lignes parallèles, le long de la zone de résistance réduite.

L'activité volcanique a eu tant d'aspects effusifs que d'aspects explosifs assez bien exprimés; les magmas plus acides ont déterminé quelquefois l'extrusion des dômes, aiguilles etc.

Dans la plupart des cas la localisation des points d'émission du matériel magmatique s'est conservée très longtemps; à un même appareil doivent être attribués plusieurs types de roches apparues dans un grand intervalle du temps. Une faible migration des canaux d'alimentation s'est bornée aux limites des cratères. Dans les Monts Apuseni, toutefois, une dépendance plus nette entre certains points d'émission des laves et certains types de roches est visible. Seulement dans quelques cas, l'activité volcanique s'est compliquée par l'apparition de caldeiras.

Les appareils de type central sont accompagnés, dans la plupart des cas, par des dykes, la formation desquels suivit les dislocations des systèmes d'importance secondaire.

Les masses magmatiques d'où les volcans se sont alimentés sont restées en profondeur, pas trop loin de la surface de l'écorce, toutefois; quelques résultats gravimétriques sont des indications en ce sens dans les Carpathes Orientales (Visarion, 1962) tandis que dans les Monts Apuseni les résultats des derniers forages peuvent être interprétés de la même manière.

Une activité volcanique typique s'est manifestée en dehors de ces deux régions aussi: dans la partie septentrionale des Monts Poiana Ruscă, en Banat et dans le région Racoșul de Jos à l'ouest de l'extrémité méridionale des Monts Hărghita. Dans toutes ces régions il s'agit des appareils isolés qui n'ont pas de dépendance évidente d'un système de dislocations similaire à ceux des régions antérieures.

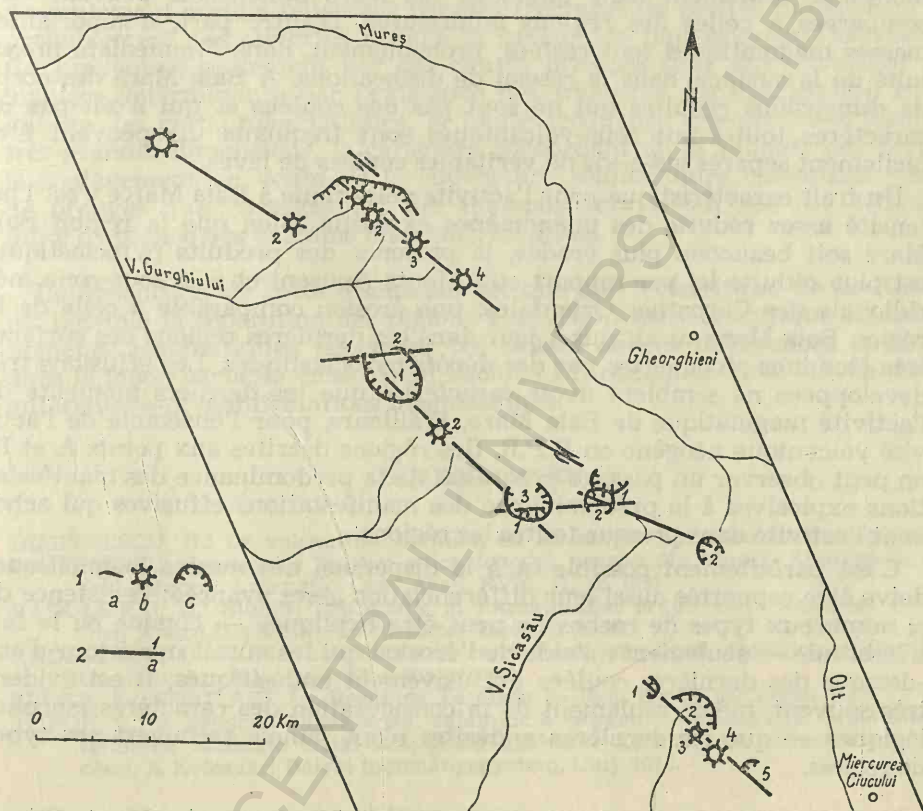


Fig. 3. Détail dans la région des Monts Gurghiu et Hărghita

1 — Dyke (a), appareil volcanique sans cratère conservé (b), cratère (c), 2 — Dislocations; zones d'ascension des magmas

L'existence des appareils de la partie septentrionale des Monts Poiana Ruscă, peut être rapportée au volcanisme des Monts Apuseni. Les deux autres apparitions sont semblables par le caractère basique des leurs produits et leur âge très récent; il est parfaitement possible que des éléments structuraux plus anciens de l'écorce aient été mis en valeur en ces moments. Il ne faut pas exclure, par exemple, la possibilité que l'activité magmatique néogène de Banat, à Lucareț, soit liée à l'existence d'une zone de réduite résistance orientée N—S qui fut décelée pour des moments très lointains de l'histoire géologique de la région (Dimitrescu, 1959).

B. MANIFESTATIONS SOUS-ATMOSPHÉRIQUES ET SUBCRUSTALES APPROCHÉES

La dislocation plus accentuée de l'écorce dans la région Baia Mare — due aux éléments du deuxième degré — a déterminé une certaine dispersion des masses magmatiques en ascension; c'est la cause de l'apparition à la surface de nombreux appareils, les dimensions desquels restèrent modestes; seulement dans quelques cas leurs dimensions peuvent être comparées à celles des régions antérieures. D'autre part, d'importantes masses magmatiques sont restées, probablement, dans l'immédiate proximité de la surface, dans le réseau de dislocations. A Baia Mare des corps de dimensions réduites qui ne sont pas des coulées et qui n'ont pas de caractères tout-à-fait sous-volcaniques sont fréquents; ils peuvent être facilement séparés vis-à-vis de véritables coulées de laves.

Un trait caractéristique pour l'activité volcanique à Baia Mare c'est l'intensité assez réduite des phénomènes explosifs. Bien que la région Baia Mare soit beaucoup plus érodée, la présence des produits pyroclastiques est plus réduite ici par rapport aux Monts Apuseni et à la sous-zone méridionale des Carpathes Orientales; une érosion comparable à celle de la région Baia Mare aurait mis à jour dans ces dernières régions des surfaces très étendues recouvertes par des dépôts pyroclastiques. Les effusions très développées ne semblent avoir caractérisé que les derniers moments de l'activité magmatique de Baia Mare. D'ailleurs, pour l'ensemble de l'activité volcanique néogène en R.P.R. (les régions décrites aux points A et B) on peut observer un passage progressif de la prédominance des manifestations explosives à la prédominance des manifestations effusives qui achèvent l'activité dans presque toutes les régions.

C'est parfaitement possible qu'à la dispersion des masses magmatiques doive être rapportée aussi leur différenciation assez avancée; l'existence de si nombreux types de roches ne peut être expliquée — comme on le fait d'habitude — seulement à l'aide de l'érosion qui les aurait mis à jour d'au-dessous des dernières coulées exclusivement andésitiques; il est évident très souvent, même seulement de la considération des caractères morphologiques — que les dernières andésites n'ont jamais recouvert ces types de roches.

Dans la partie nord-ouest de la région Baia Mare, vers les Monts Vihorlat — ont été identifiés des corps à caractère intrusif mais les détails restent encore imprécis. La présence de tels corps sur le territoire de l'URSS, aussi, indique qu'il est possible que le caractère subcrustal des phénomènes magmatiques soit accentué dans cette région, toutefois sans faire disparaître les manifestations sous-atmosphériques.

C. MANIFESTATIONS SURTOUT SUBCRUSTALES

Dans la sous-zone du nord-est des Carpathes Orientales les phénomènes magmatiques néogènes ont eu un développement différent par rapport aux régions immédiatement avoisinées, tant au nord qu'au sud. La structure caractéristique du fondement — l'absence des dislocations du deuxième

me degré et le nombre réduit d'éléments du troisième degré — a empêché l'ascension des magmas qui restèrent en profondeur et se consolidèrent dans des conditions subcrustales; dans quelques points seulement le percement complet de la croûte a permis le contact des laves avec l'atmosphère mais sans que des appareils de type central soient formés. L'absence totale des produits pyroclastiques est une autre indication en ce sens.

Les formes de gisement des roches sont les stoks, les dykes, les sillons, tous avec de nombreuses apophyses. L'ascension des magmas s'est produite seulement accidentellement par des fractures de petites dimensions et probablement pas ouvertes jusqu'à la surface; le plus souvent l'ascension fut provoquée seulement par des causes internes sans être favorisée de manière déterminante par l'existence des fractures. La distribution irrégulière des corps magmatiques, la haute fréquence des enclaves jusqu'à très grandes dimensions, le caractère concordant de la plupart des corps, le soulèvement en voûte de la couverture sédimentaire constituent tant de preuves que l'avancement des magmas vers la surface fut difficile, faute d'absence des chemins bien individualisés.

La conclusion de cette discussion est que sur le territoire de la R.P.R. est possible la séparation des régions à développement spécifique des phénomènes magmatiques néogènes; les causes de ces différences résident dans le mode variable dans lequel l'écorce fut disloquée dans les moments antérieurs aux manifestations magmatiques.

BIBLIOGRAPHIE

- DIMITRESCU, R.: Le volcanisme permien en Roumanie. *Geol. Rundschau*, 48. 1959.
DIMITRESCU, R.: Asupra pozitiei vulcanismului neogen din Munții Apuseni în cadrul sistemului carpatic. *Com. Acad. RPR.*, 11, 12. 1961.
RĂDULESCU, D.: Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini-Ilba-Nistru (Baia Mare). *An. Comit. Geol.* 31. 1958.
RĂDULESCU, D. et alt.: Contributii la cunoasterea structurii geologice a Munților Gurghiu. *An. Inst. Geol.* 33. (sous presse).
SZÖKE, A.; STECLACI, L.: Regiunea Toroiaga — Baia Borșa. București 1962.
TÖRÖK, Z.: A kelemen-havasokban, valamint a Görgényi — Harghita vulkáni lánc területén található fiatal eruptivum geológiai kutatásának módszertani kérdései. *A Kolosvári Bólyai tudományegyetem, Cluj.* 1956.

Matériaux présentés au VI^e Congrès
de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique

APERÇU GÉNÉRAL SUR LA MÉTALLOGENÈSE DU MASSIF DE POIANA RUSCA CARPATHES MÉRIDIONALES — ROUMANIE

par

H. KRÄUTNER

Le massif de Poiana Ruscă, situé dans la partie NW des Carpathes méridionales, est constitué principalement de schistes cristallins, lesquels — dans les zones marginales et le bassin de Rusca Montana — sont surmontés transgressivement par des formations sédimentaires attribuées au Jurassique supérieur — Crétacé inférieur, au Crétacé supérieur (Cénomannien- Danien — Paléocène), au Tortonien et au Pliocène. Le Cristallin et le Sédimentaire sont traversés par des intrusions magmatiques laramiques (banatitiques) et néogènes. Les premières apparaissent dans la partie W du massif et elles sont représentées par des corps subvolcaniques et des dykes de roches, essentiellement granodiorites porphyritiques, dacitiques, andésitiques ainsi que des pyroclastites andésitiques intercalées dans le Danien-Paléocène du bassin de Rusca Montana ¹). Le magmatisme néogène subséquent de l'orogénèse alpine, — représenté par des corps rhyolitiques, andésitiques et des pyroclastites andésitiques intercalés dans le Tortonien — se développe dans le nord du massif, où apparaît également la phase finale du magmatisme subséquent alpin (subséquent — lithogène d'après H. Stille, 27) représentée par des corps de basaltes de dimensions réduites.

Vu la large distribution des schistes cristallins dans la Poiana Ruscă, les gisements du massif sont représentés, en grande partie, par des accumulations métallifères soumises au métamorphisme régional. Ils appartiennent donc aux formations cristallines et peuvent être attribués à une époque métallogénétique prémétamorphique (tab. 1).

La minéralogenèse synmétamorphique n' a pas donné lieu à des accumulations métallifères, les substances minérales utiles formées pendant le métamorphisme régional étant représentées par des gisements de talc dans les roches ultrabasiques métamorphisées et par des pegmatites.

L'époque métallogénétique postmétamorphique (tab. 1) comprend des gisements résultés de l'activité magmatique banatitique — laramique — et de celle néogène subséquente. Toujours à cette époque il faut attribuer quelques accumulations sédimentaires de bauxites crétacées et de limonites quartzitiques ferromanganésifères, pliocènes.

¹) Dincă Al. Rapport géologique, région de Rusca Montană — 1959, Arh. Com. Géol. R.P.R.

Tableau 1

Représentation schématique de la métallogenèse du massif Poiana Rusca

A. Métallogenèse prémétamorphique

Province magmatique	Province métallogénétique	Type gisement
Magmatisme initial		
a) basique	Province métallogénétique du magmatisme basique initial	— Gisements de fer exhalatifs-sédimentaires (sédimentaire-volcanogène) métamorphisés a. en faciès de carbonates (Te-luc-Ghelar-Rushița) b. en faciès d'oxydes (type Lahn-Dill) (Iazuri-Tomești-D. Pascului) c. en faciès de sulfures (Boița) d. en faciès de silicates (très rarement)
b) acide	Province métallogénétique des roches porphyroïdes	— Gisements de sulfures de Zn, Pb, Cu, métamorphisés a. hydrothermaux 1. Zn, Pb (Muncelul Mic) 2. Cu (Dobra, Veșel) b. exhalatifs-sédimentaires (Zn, Pb) (V. Dobra)

B. Métallogenèse postmétamorphique

1) endogène

Province magmatique	Province métallogénétique	Type de gisement
Magmatisme banatitique (Crétacé supérieur — Paléocène)	Province métallogénétique du magmatisme banatitique	a. Gisements hydrothermaux de sulfures de Pb, Zn, Cu 1. Imprégnations localisées en brèches et zones tectoniques (Ruschița) 2. Imprégnations en skarns b. Gisements métasomatiques de fer en skarns
Magmatisme néogène (sub-séquent alpin)	Province métallogénétique du magmatisme néogène	Gisement hydrothermal de Cu type Stockwerk (Deva)

2) exogène

Age	Caractère du dépôt	Type de gisement
Crétacé	Dépôt continental	Accumulations résiduelles de bauxites
Pliocène	Dépôt continental	Accumulations de blocs limonitiques

I. MÉTALLOGENÈSE PRÉMÉTAMORPHIQUE

A. Aperçu géologique sommaire sur les formations cristallines

Le Massif de Poiana Ruscă comporte deux unités tectoniques majeures, séparées par une importante ligne, orientée E—W, le long de laquelle l'unité S — mésométamorphique — est surélevée par rapport à celle N — épimétamorphique.

a) L'unité mésométamorphique (Fig. 13—14) étudiée par. L. Pavelescu (21) et récemment par O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu, P. et V. Zimmermann²⁾ est formée principalement de divers types de micaschistes, de gneiss, d'amphibolites et de calcaires.

Vers le sud de cette unité on surprend une transition graduelle aux schistes épimétamorphiques³⁾ qui constituent une bande orientée E—W, continuant vers l'E sous les dépôts sédimentaires, pour réapparaître, décrochée vers le NE, dans la partie N des Monts Sebeș (S). On rencontre des gisements de fer carbonatés (Tața) et de pyrite (Boița — Hațeg). Dans le sud du massif, cette bande de schistes épimétamorphiques est séparée par une ligne directionnelle (Bethelot — Boița — Negoii) d'une zone de formations mésométamorphiques à phénomènes de migmatisation, des granites et des pegmatites. Les gisements de fer apparaissent à un certain niveau stratigraphique, sur les flancs d'un synclinal à plongement W, suivi — au nord — par un anticlinal dans le bassin de Valea Stîrminosul (Fig. 13, 14).

b) L'unité épimétamorphique occupe la moitié N du massif (fig. 13) et comprend la majorité des gisements métamorphisés de Poiana Ruscă. La division par horizons stratigraphiques du Cristallin épimétamorphique (tab. 2 et fig. 1) effectuée récemment (1958—1962) par O. Maier et M. et G. Mureșan (15), H. et F. Kräutner⁴⁾, M. et G. Mureșan⁵⁾ a montré que tous les gisements de fer apparaissent à un certain niveau stratigraphique, riche en schistes verts tufogènes. Après la sédimentation des complexes inférieurs (A₁, A₂, A₃) principalement terrigènes, simultanément avec la reprise massive de l'activité du magmatisme basique initial, pendant le complexe B — dans la zone médiane du massif s'est installée une barrière récifale dolomitique (20, 17) qui a subsisté jusqu'à la fin du complexe supérieur C et a influé sur le processus de sédimentation et les faciès des gisements de fer.

²⁾ Maier O., Solomon I., Vasilescu G., Zimmermann P. Rapport géologique sur les prospections pour minerais de fer dans la région de Voislova — Lunca Cernii — Bucova, 1962, Arch. Com. Géol. R.P.R.

³⁾ Pavelescu L., Maier O., Kräutner H., Mureșan M., Kräutner Fl.: Structure et stratigraphie des schistes cristallins de la région de Ruschița (Sous presse — Ann. Com. Géol.).

⁴⁾ Kräutner H. et Kräutner Fl.: Etudes géologiques dans la partie du massif de Poiana Ruscă — 1962, Arch. Com. Géol. R.P.R.

Kräutner H. et Kräutner Fl., Mureșan M., Mureșan G.: Structure géologique de la région de Roșcani — Poieni — Poiana Răchitei — Ferigi. 1962. Arch. Com. Géol. R.P.R.

⁵⁾ Mureșan M., Mureșan G.: Etudes géologiques dans le cadre de la feuille 81 Margina — région Poieni — Tomești — Luncani 1962. Arch. Com. Géol. R.P.R.

Tableau 2

Division par horizons du cristallin épimétamorphique de Poiana Ruscă (d'après H. Kräutner, M. Mureșan, O. Maier) et les relations stratigraphiques des complexes cristallins avec le magmatisme et la métallogénèse prémétamorphique

Notation utilisée dans la figure 1	Dénomination des complexes	Formations récifogènes hétérochrones	Formations métaéruptives	Gisements hydrothermaux métamorphisés	Gisements exhalatifs (volcanogènes) sédimentaires métamorphisés
C	Complexes de phyllites sériciteuses et de schistes séricito-chloriteux quartziteux	D Dolomies et calcaires de Hunedoara-Tomești-Luncani	E Porphyroïdes (métrhyolites et métaquartz — kératophyres métadiorites méta-serpentinites	Gisements de sulfures de Pb, Zn, Cu	—
B	Complexe de schistes verts tufogènes				Gisements de fer, de carbonates et d'oxydes
A ₃	Complexe de schistes graphiteux				Accumulations de sulfures de Zn et Pb en dolomies
A ₂	Complexes de schistes quartziteux séricito-chloriteux				—
A ₁	Complexe de quartzites et de schistes graphiteux à intercalations de roches vertes tufogènes		métadiorites		—

Dans le NE du massif, les sédiments du complexe supérieur C, dominant terrigène, ont été traversés par des dykes et des sills de roches éruptives acides (rhyolites, quartz-kératophyres) accompagnés, par endroits, de gisements de sulfures, filoniens, hydrothermaux, soumis ultérieurement au métamorphisme régional.

Etant donné que les métrarhyolites (porphyroïdes) traversent aussi le complexe C, leur intrusion ainsi que les gisements de sulfures de Pb, Zn, Cu respectifs, sont relativement plus récents que les gisements de fer intercalés dans le complexe B.

Le Cristallin épimétamorphique constitue un anticlinorium à plongement W, décroché à l'E vers le NE par une faille importante. Au nord de la ligne directionnelle qui sépare l'unité épimétamorphique de celle méso-métamorphique, se développe parallèlement une série de failles directionnelles d'amplitude réduite (fig. 13).

Les recherches géophysiques et les forages ont confirmé la continuation vers l'E, sous les dépôts sédimentaires du bassin de Streiu, des complexes et des structures de Poiana Ruscă (8).

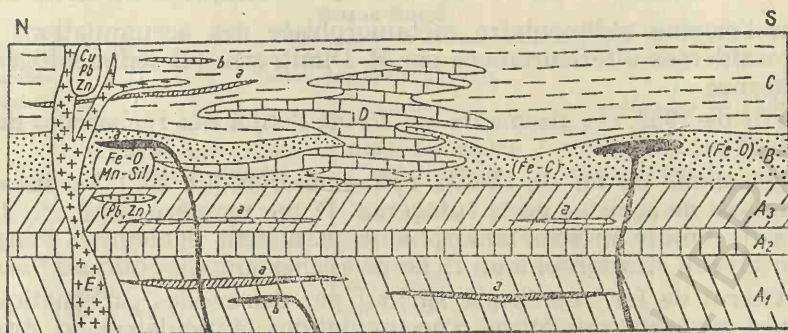


Fig. 1. Schéma de la sédimentation et du magmatisme dans l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă (division par horizons du Cristallin d'après H. Kräutner, M. Mureșan, O. Maier)

- A. Complexe de schistes inférieurs aux formations récifogènes et au groupe des schistes verts tufogènes à gisements de fer: a — horizons de schistes verts tufogènes, b — métadiorites
 A₁ — Complexe de quartzites et de schistes graphiteux à intercalations de roches vertes tufogènes, A₂ — Complexe de schistes quartziteux séricito-chloriteux, A₃ — Complexe de schistes graphiteux
 B. Complexe de schistes verts tufogènes à gisements de fer (Fe — O = oxydes; Fe — C = carbonates; Mn — Sil = silicates): a — métadiorites et métaséropentinites
 C. Complexe de phyllites et de schistes séricito-chloriteux quartzitiques: a — horizons de schistes verts, b — horizons de métatufs acides
 D. Formations récifogènes
 E. Roches porphyroïdes

Les zones de l'unité mésométamorphique de Poiana Ruscă réapparaissent décrochées vers le NE dans les Monts Sebeș (8) étudiés par L. Pavelescu (20), tandis que le Cristallin épimétamorphique réapparaît dans les formations cristallines de Rapolt, étudiées par I. Berbeleac (1) et qui du point de vue stratigraphique peuvent être parallélisées au complexe supérieur C.

Des données présentées résulte que du point de vue génétique, dans le cadre de la métallogenèse pré-métamorphique il faut distinguer (tabl. 1):

1. Des gisements de fer exhalatif, sédimentogènes, qui ont subi un métamorphisme régional;
2. Des gisements de sulfures de Zn, Pb, Cu, qui ont subi un métamorphisme régional.

1. GISEMENTS DE FER EXHALATIF, SÉDIMENTOGÈNES SOUMIS AU MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

Les gisements de fer de Poiana Ruscă étaient considérés comme des formations métasomatiques, idée exprimée par Fr. Schafarzik (25) et ultérieurement adoptée par K.v. Papp (18) et V. Lațiu (13). Après 1940, Al. Codarcea, N. Petrulian ⁶⁾ et ensuite St. Ghika-Budești ⁷⁾ et D. Giuscă ⁸⁾ ont

⁶⁾ Codarcea Al., Petrulian N.: Rapport géologique minier sur les gisements de fer de Poiana Ruscă (Teliuc-Ghelar), 1942. Arch. Com. Géol. R.P.R.

⁷⁾ Ghika-Budești St.: Lentilles de magnétite dans les Monts Ruscă du SE, 1944, Arch. Com. Géol. R.P.R.

⁸⁾ Giuscă D.: Rapport sur les possibilités minières de la région de Nădrag, 1943. Arch. Com. Géol. R.P.R.

reconnu l'origine sédimentaire métamorphisée des accumulations ferrières, considérées ultérieurement par R. Dimitrescu (4) sédimentogènes — volcanogènes.

À partir de 1958, ces gisements ont formé l'objet des recherches de l'auteur (11, 12).

Les gisements de fer de l'unité épimétamorphique sont localisés dans un complexe de schistes verts tufogènes. D'une manière similaire, les gisements de l'unité mésométamorphique paraissent également s'encadrer dans un niveau stratigraphique riche en roches amphibolitiques⁹⁾.

Le minerai de fer, représenté surtout par des roches carbonatiques et oxydiques apparaît sous forme d'accumulations lenticulaires ou stratiformes discontinues, intercalées concordant dans les schistes cristallins, plissés et métamorphisés synchronément avec ceux-ci. Maintes fois l'on constate des textures rubanées, des stratifications et des indentations faciales avec les roches cristallines. Les variations de faciès métamorphique surprises dans le complexe des schistes cristallins, ont été observées en même temps dans la composition minéralogique du minerai (tab. 3). Ces faits attestent l'origine initiale sédimentaire de ces gisements actuellement métamorphisés.

Le fait que les accumulations de fer apparaissent intercalées dans une série de sédiments marins qui s'indentent avec des formations récifales, atteste leur formation dans un milieu marin. Etant donné l'intercalation des gisements dans un complexe de schistes verts tufogènes, l'apport massif de fer dans le milieu de sédimentation marine, à grande distance du littoral, doit être envisagé comme provenant de l'activité du magmatisme basique initial. En ce sens plaident aussi certains gisements du faciès Lahn-Dill dans le nord du massif, synchrones à ceux carbonatiques du sud. Toujours à l'appui de cette idée viennent les teneurs réduites en Ba, Cu, Pb, Zn et autres éléments du minerai, lesquels parfois sont individualisés aussi du p.d.v. minéralogique. Les gisements de fer représentent en conséquence des formations exhalatives-sédimentogènes.

Le caractère volcanogène de ces accumulations doit être compris seulement dans le sens de l'apport du fer dans le bassin marin, leur mode de déposition étant, par excellence, un processus sédimentaire conditionné par les caractères physico-chimiques (Eh, pH) du milieu de sédimentation. La composition minéralogique actuelle des gisements est donc le résultat de la forme de déposition par précipitation chimique du fer ainsi que des transformations ultérieures, diagéniques et métamorphiques.

En ce qui concerne les faciès de sédimentation du fer, conditionnés par l'Eh et le pH du milieu de dépôt, les gisements de Poiana Ruscă appartiennent essentiellement à deux des quatre faciès connus (9), notamment: au faciès carbonique et au faciès oxydique. Le faciès des sulfures et celui des silicates ne sont que subordonnés.

a) **Gisement en faciès carbonatique** (tab. 4). Ceux-ci apparaissent comme corps sidéritiques ou ankéritiques dans des lentilles dolomitiques et parankéritiques (Teliuc, Ghelar) ou sous forme de lentilles sidéritiques,

⁹⁾ Maier O., Solomon I., Vasilescu G., Zimmermann P., Zimmermann V., 1962, op. cit. pag. 2.

Paragenèse des minéraux ferri-fères des gisements de fer épimétamorphiques du massif de Poiana Rusă

Faciès sédimen- taire	Faciès métamor- phique	Faciès des schistes verts			Faciès alman- dine- -amphi- bole
		Subfaciès quart-albite- -muscovite-chlorite	Subfaciès quartz- -albite-biotite	Subfaciès quartz- -albite-almandine	
Faciès des carbonates	sid ± q ank ± q pank ± q sid ± fedol sid ± ank avec des oxydes sid + mt ± q ank + mt sid + fedol + mt avec des silicates sid + ferrostilp, ferrostilp ± q ank + ferrostilp	sid + q ank + q sid + fedol sid + ank avec des oxydes sid + mt + q ank + mt sid + fedol + mt avec des silicates sid + febiot + q sid + fedol (ank) ± ± febiot + orthi- te ± pyrochlore	sid ± q ank ± q avec des oxydes sid + mt + q ank + mt sid + fedol + mt avec des silicates sid + febiot + q sid + fedol (ank) ± ± febiot + orthi- te ± pyrochlore	sid ± q ank ± q avec des oxydes sid + mt ± q ank + mt ± q avec des silicates sid + febiot + + alm ± q sid + cummgt + + febiot + alm ± q sid + febiot + + orthite ± alm avec des oxydes et silicates sid + mt + febiot + + alm ± q sid + mt + + cummgt + alm ±	— — —
	avec des oxydes et sili- cates sid + mt + stilp ± q sid + mt + ant + stilp	avec des oxydes et silicates sid + mt + febiot ± ± q avec des sulfures sid + py + q	avec des oxydes et silicates sid + mt + febiot ± ± q avec des sulfures sid + py + q	avec des oxydes et silicates sid + mt + febiot + + alm ± q sid + mt + + cummgt + alm ± ± febiot ± q avec des sulfures —	— — —
	sid + mt + fechl ± q sid + mt + fechl + stilp + q avec des sulfures sid + py + q sid + gal ± py + q sid + pyth + msp sid + msp	avec des sulfures sid + py + q	avec des sulfures sid + py + q	avec des sulfures —	—
	hem + q hem + mt + q mt + q avec des silicates mt + chl + q mt + spess + ser mt + chl + spess + q ant + hem + chl ± spess + q	hem + q hem + mt + q mt + q avec des silicates mt + cummgt	hem + q hem + mt + q mt + q avec des silicates mt + cummgt	— — avec des silicates —	— mt + + horn- bl v + + alm mt + + horn- bl + py- rox + + alm
	— fechl (± mt, ± hem) — stilp (± py) — fechl + stilp (± mt)	— febiot febiot + cummgt cummgt + mt	— febiot febiot + cummgt cummgt + mt	febiot + alm febiot + cummgt + + alm	—
Faciès des sulfures	—	—	—	py + q (± dol) py + bl + gal + q	—

Abréviations: sidérose = sid; ankérite = ank; ferrodolomie = fedol; parankérite = pank; magnétite = mt; hématite = hem; pyrite = py; pyrrhotine = pyth; mispichele = msp; blende = bl; galène = gal; quartz = q; almandine = alm; spessartine = spess; chlorite ferrifère = fechl; chlorite = chl; biotite ferrifère = febiot; stilpnomélane = stilp; séricite = ser; antophyllite = ant; cummingtonite = commgt; hornblende = hornbl; hornblende verte = hornbl v; pyroxène = pyrox

Tableau 4

Répartition des gisements de fer de Poiana Ruscă en faciès sédimentaires et métamorphiques

Faciès sédimentaire	Faciès métamor- phique	Faciès des schistes verts			Faciès almandine- -amphibole
		Subfaciès quartz-albite- -muscovite-chlorite	Subfaciès quartz-al- bite-biotite	Subfaciès quartz-albite- -almandine	
Faciès des carbo- nates	Région Teliuc-Ghelar	Région Ruschița	Région Vadul- -Dobrii	—	
	— Teliuc	— P. cu Raci	— Vadul-Dobrii Région		
	— Pădurea Orașului	— Werner	Ruschița		
	— Nicolson — 1 Mai	— Baron	— D. Lupului		
	— Valea Inorii	— Le gise- ment nouveau			
	— Fata Minăstirii	— Boul	— V. Negrii		
	— Filimon		— Afinar		
	— Muchia Moșului		— V. Lupului		
	— Ghelar E		Unité mesomé- tamorphique		
	— Ghelar		Tața		
	— Mihail				
	— V. Iberii-Cornet				
	— Mătrăguna				
	— Dragoș				
	— Costiș				
	Nord du massif				
	— V. Nandrului				
Faciès des oxydes	Nord du massif	Région Ruschița	—	Unité méso- métamor- phique	
	— Tomești	— Huttmann		— V. Fieru- lui	
	— Iazuri	— Rudolf		— Boufar	
	— Dîmbul Pascului	— Nisip		— Stîrmino- sul	
	— Cerbăl	— P. cu Raci		— Fața Tur- cului	
	— Cutin				
	Région				
	Teliuc Ghelar				
	— Grenzenstein				
	— Sucovate				
	— Plosca				
Faciès des silicates	Région	Région	Région Vadul- -Dobrii	—	
	Teliuc-Ghelar	Ruschița	— Vadul Dobrii		
	— Nicolson — 1 Mai	— P. cu Raci			
	— Mihail				
Faciès des sulfures	—	—	Unité mésomé- tamorphique	—	
			— Boița-Hațeg		

stratiformes, intercalées directement dans les schistes verts tufogènes (Vadul Dobrii, Afinari). Ces lentilles sont plissées largement et en concordance avec les schistes cristallins (fig. 2). Parfois elles sont associées à de minces couches de quartzites albitiques qui pourraient représenter des métatufs acides, quartz — kérautophyriques.

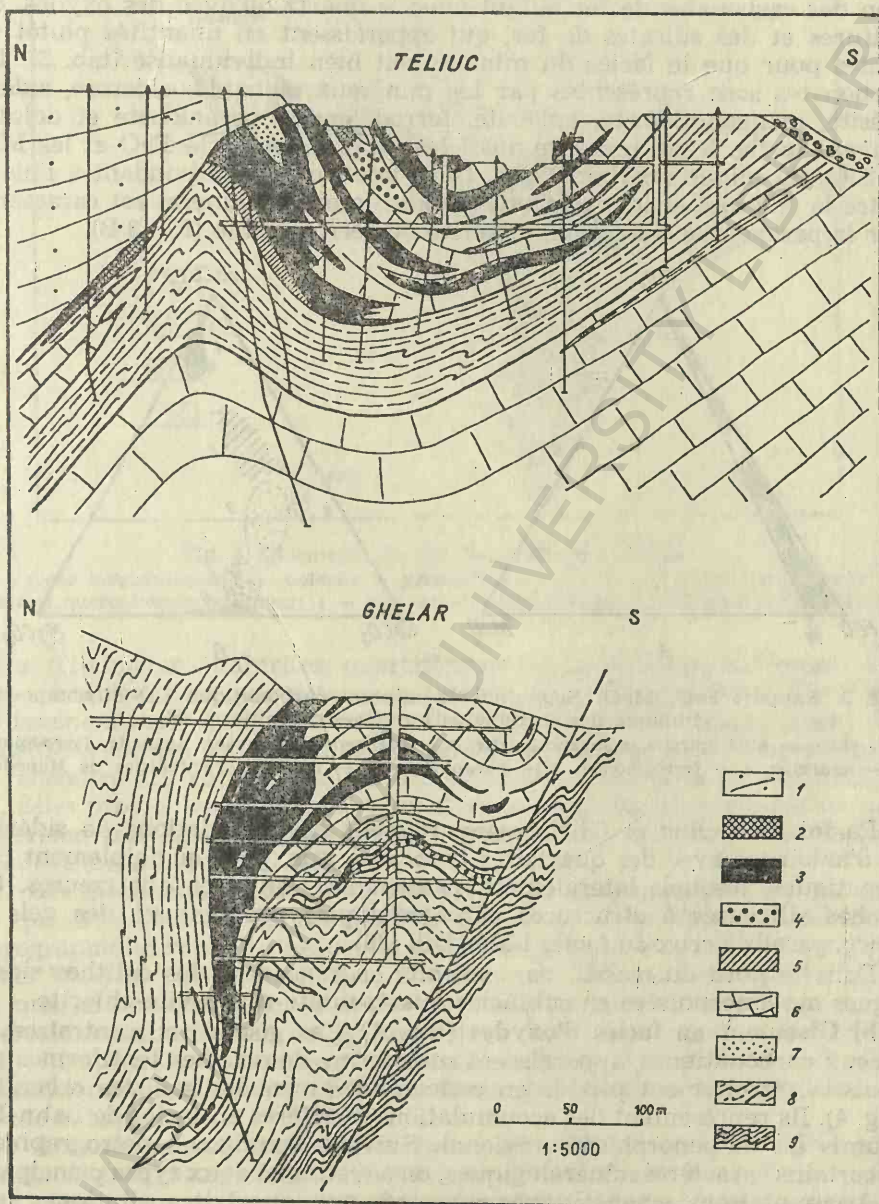


Fig. 2. Gisements de fer en faciès de carbonates

1 — Tortonien; 2 — limonite; 3 — sidérose; 4 — ankérite; 5 — itabirite; 6 — parankérite et dolomie; 7 — quartzite; 8 — schistes séricito-chloriteux et schistes verts tufogènes; 9 — schistes séricito-graphiteux

Du point de vue pétrographique, le minerai est caractérisé par l'association des carbonates de fer autant avec le quartz qu'avec des oxydes, des sulfures et des silicates de fer, qui apparaissent en quantités plutôt réduites pour que le faciès du minerai soit bien individualisé (tab. 3). Les carbonates sont représentés par les minéraux suivants: sidérose, sidéroplesite, manganosidérite, ankérite, ferrodolomite, parankérite et dolomie suivant la fig. 3 qui présente aussi les rapports entre le FeO et les MnO et SiO₂ du minerai carbonatique. Dans le champ correspondant à l'hiatus entre la sidérose et les carbonates ankéritiques, le minerai est caractérisé par la paragenèse sidérose + ankérite ou ferrodolomie (fig. 3 B).

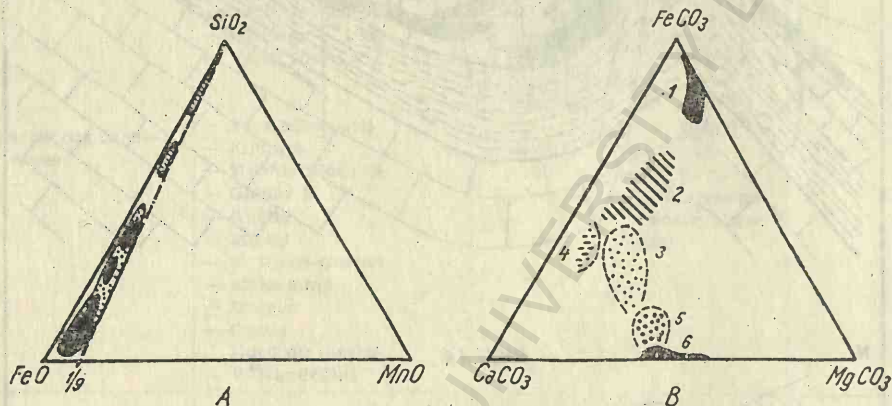


Fig. 3. Rapport FeO; MnO; SiO₂ dans le minerai carbonatique (A) et composition chimique des carbonates ferrières du minerai (B)

1 — sidérose, sidéroplesite, manganosidérite, 2 — paragenèse sidérose + ankérite, ferrodolomie; 3 — ankérite; 4 — ferrodolomie; 5 — parankérite; 6 — dolomies récifogènes de Hunedoara

Parfois, à Teliuc et Ghelar, apparaissent des associations de sidérites et d'ankérites avec des quartzites blancs ou gris, purs ou faiblement carbonatiques, lesquels latéralement passent aux sidérites quartzieuses. Ces roches siliceuses à structures caractéristiques proviennent des gels de silice, pareils à ceux du faciès Lahn-Dill (26).

Dans le nord du massif, par endroits on rencontre des oolithes sidéritiques métamorphisées en subfaciès quartz-albite-muscovite-chlorite.

b) **Gisement en faciès d'oxydes** (tab. 4). Ces gisements, contrairement à ceux carbonatiques, apparaissent sous forme de couches lentiformes peu épaisses, étroitement plissées en concordance avec les schistes cristallins (fig. 4). Ils représentent des accumulations ferrières en faciès de Lahn-Dill soumis au métamorphisme régional. Suivant l'ambiance pétrographique et certains caractères minéralogiques, on a distingué deux types principaux:

Accumulations magnétitiques associées aux quartzites albitiques (méta-tufs acides, quartz — kératophyriques) telles celles rencontrées à Grenzenstein, Sucovate, Plosca, Nisip. Elles présentent, fréquemment, des passages latéraux aux faciès carbonatiques.

Accumulations hématito-magnétitiques intimement associées aux schistes verts tufogènes et aux amphibolites (Iazuri, Dimbul Pascului, Tomesti, Carbă, Valea Fierului, Bouțar etc.). Elles sont représentées par divers

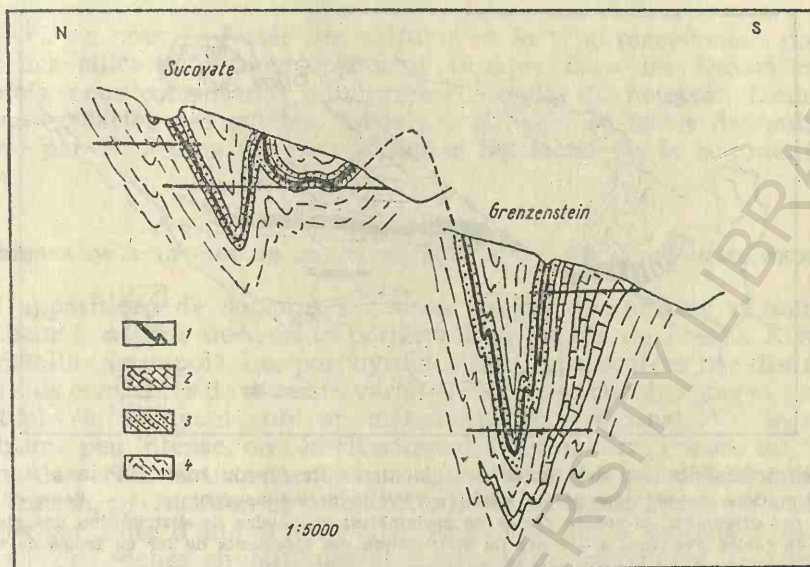


Fig. 4. Gisements de fer en faciès des oxydes

1 — couche magnétitique; 2 — dolomie — parankérite — ankérite; 3 — quartzites albitiques (métatufs quartz-kératophyriques); 4 — schistes séricito-chloriteux et schistes verts tufogènes

types d'itabirites (itabirites quartzitiques, chlorito-spessartiniques, calcaires à albite), des quartzites à magnétite et des magnétitites. Par l'enrichissement local de la spessartine finement cristallisée, apparaissent des transitions locales à des roches spessartiniques à magnétite. Par endroits on rencontre des roches formées exclusivement de quartz et d'oxydes de fer. Elles proviennent de la cristallisation des gels de silice contenant une dispersion très fine d'oxydes de fer, similaire au minerai quartzo-hématitique décrit à Lahn-Dill (26).

c) Les gisements en faciès du sulfures (tab. 4) sont très rares. Le seul cas qui est connu est le gisement de pyrite de Boița-Hățeg. L'ambiance pétrographique rappelle beaucoup celle des gisements en faciès carbonatique. Dans la partie supérieure d'une couche dolomitique, apparaissent des quartzites carbonatiques et des quartzites (résultats des gels) avec une intercalation stratiforme de pyrite. Vers le bord de la couche de minerai la pyrite apparaît en bandes qui viennent alterner avec de minces couches quartzitiques; localement et d'une façon subordonnée s'y associent la blende et la galène.

d) Accumulations ferrifères en faciès de silicates (tab. 4). Elles sont également très rares, et ne constituent jamais des gisements individualisés, mais accompagnent les gisements carbonatiques dans le cadre desquels elles ont un développement local. Elles sont représentées par des chlorites ferrifères avec ou sans ferristilpnomélane, des ferristilpnomélanitites, des biotites ferrifères et des roches cummingtonitiques à magnétite.

La distribution des faciès des gisements dans le massif indique leur dépendance évidente de la position occupée par rapport aux formations de la barrière récifale. L'influence de cette dernière sur le processus de

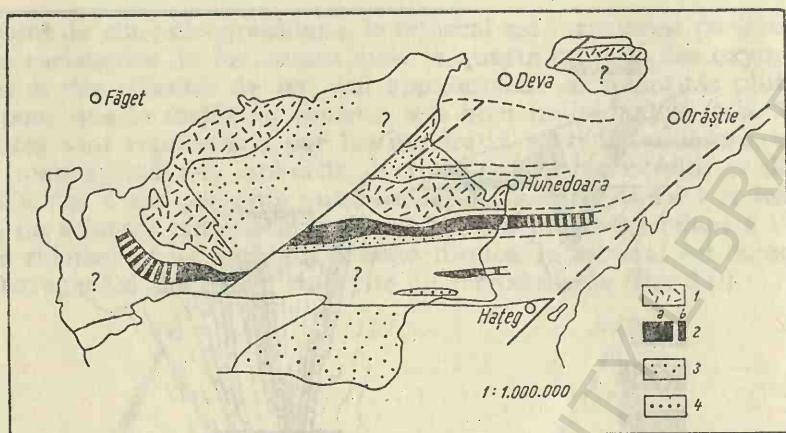


Fig. 5. Distribution des faciès des gisements de fer du massif Poiana Ruscă
 1 — formations dolomitiques de la barrière récifale prémétamorphique; 2 — l'aire de distribution des gisements de fer en faciès de carbonates; 3 — l'aire de distribution des gisements de fer en faciès d'oxydes; 4 — l'aire de distribution des gisements de fer en faciès de sulfures

sédimentation se reflète donc aussi dans les gisements de fer (fig. 5). Ceux emplantés au nord des dolomies de Hunedoara et au NE des dolomies de Tomești—Luncani — entre la barrière récifale et l'ancienne zone littorale — sont représentés par le faciès d'oxydes, à l'exception de quelques apparitions insignifiantes d'oolithes métamorphisées. Au sud de la barrière récifale se développe une zone continue d'accumulations ferrifères en faciès carbonatique (les plus importantes du massif) auxquelles sont associées localement de petites apparitions de minerai oxydique ou des silicates. Au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la barrière vers le sud — c'est-à-dire vers la zone du large — on rencontre sporadiquement des accumulations carbonatiques (Tața) ou de sulfures (Boița) suivies — plus au sud — par le développement exclusif des gisements en faciès oxydique. La barrière récifale par son influence sur les conditions de sédimentation a déterminé une distribution zonaire du mode de sédimentation du fer survenu dans le milieu marin par suite d'un apport de nature exhalative.

Les faciès de sédimentation du fer étant déterminés surtout par l'Eh et le pH du milieu, il résulte que l'influence de la barrière récifale sur la sédimentation ne saurait se résumer seulement à l'orientation des courants marins et à l'apport du matériel carbonatique, mais elle s'exerce aussi sur les conditions physico-chimiques du milieu. Ces influences se reflétaient surtout sur l'Eh, le facteur principal de la sédimentation du fer sous forme d'oxydes ou de carbonates. Le pH du milieu a été influencé spécialement par des exhalations sous-marines, qui provoquant une augmentation de l'acidité ou de l'alcalinité, pouvaient favoriser la formation des carbonates de fer ou respectivement, de la magnétite et de la calcite.

Ces données montrent que les gisements dénommés de „type Lahn-Dill”, ne représentent qu'un faciès des accumulations de fer exhalatif sédimentogènes. Les autres faciès pourraient être définis de la manière suivante: le type Teliuc—Ghelar pour le faciès carbonatique, le type

Boita—Hateg pour le faciès des sulfures et le type macédonien pour le faciès des silicates, à développement typique dans les Dinarides (3). Toutefois, nous considérons plus propre l'emploi du nom de: faciès des carbonates, faciès des oxydes, faciès des silicates et faciès des sulfures, proposé par H. Jeams (9) pour désigner les faciès de la sédimentation du fer.

2. GISEMENTS DE SULFURES DE Zn, Pb, Cu SOUMIS AU MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

Les apparitions de sulfures soumises au métamorphisme régional se rattachent à la zone des roches porphyroïdes du NE de Poiana Ruscă et du Cristallin de Rapolt. Les porphyroïdes sont représentées par des dykes et des sills constitués de diverses variétés de roches rhyolitiques et quartz-kératophyriques ayant subi un métamorphisme régional. Vu le métamorphisme peu intense, on réussit souvent à reconnaître encore les traces relictées de certaines transformations hydrothermales prémétamorphiques (silicification, pyritisation et carbonation). Les minéralisations de sulfures, formées par suite d'une activité hydrothermale qui a succédé à la mise en place des roches rhyolitiques et quartz-kératophyriques, se trouvent dans les zones affectées par les transformations hydrothermales, marquant ainsi un rapport génétique avec ces dernières. Ce fait explique l'absence des gisements similaires dans la partie occidentale du massif, où les roches porphyroïdes décrites par V. C. Păpiu (16) et par O. Maier, I. Solomon et G. Vasilescu¹⁰) ne présentent pas de transformations hydrothermales.

La minéralisation de sulfures apparaît soit comme filons hydrothermaux de sulfures de Pb, Zn, métamorphisés (Muncelul Mic — 14, 10) (fig. 6) soit sous forme d'imprégnations de chalcopryrite (Vețel) en compagnie de la pyrite et parfois du mispickel ou de la blende, (Valea Dobra) dans les schistes au contact des méta-dykes de porphyroïdes.

Le métamorphisme régional a causé des transformations importantes dans la forme du gisement et la structure de ces accumulations hydrothermales. Outre les phénomènes de boudinage et de déformation, il a causé des mobilisations dans la masse des sulfures qui ont migré le long des surfaces de schistosité et ont été plissés simultanément avec les sédiments et les roches porphyroïdes dans lesquelles ils se trouvaient localisés (fig. 7). Etant donné que la chalcopryrite et la galène sont plus facilement mobilisables que le reste des sulfures, elles ont migré sélectivement. Dans la fig. 8, à part le rapport des métaux du gisement global de Muncelul Mic (A) est représentée également la différence entre ces rapports dans le filon initial (B₁) et dans la zone à mobilisations hydrothermales métamorphiques (B₂).

Les recristallisations ont effacé complètement la structure initiale du minerai. Celui-ci est caractérisé par une structure métamorphique, dans laquelle les rapports entre les minéraux sont déterminés par leurs propriétés physiques (dureté, maléabilité et force de cristallisation). En général, les sulfures durs (pyrite, blende, mispickel) croissent blastiquement ou sont inclus — sous des formes faiblement cataclasées — dans la masse

¹⁰) Maier O., Solomon I., Vasilescu G.: Rapport sur les prospections géologiques dans la région de Nădrag. 1961. Arch. Com. Géol. R.P.R.

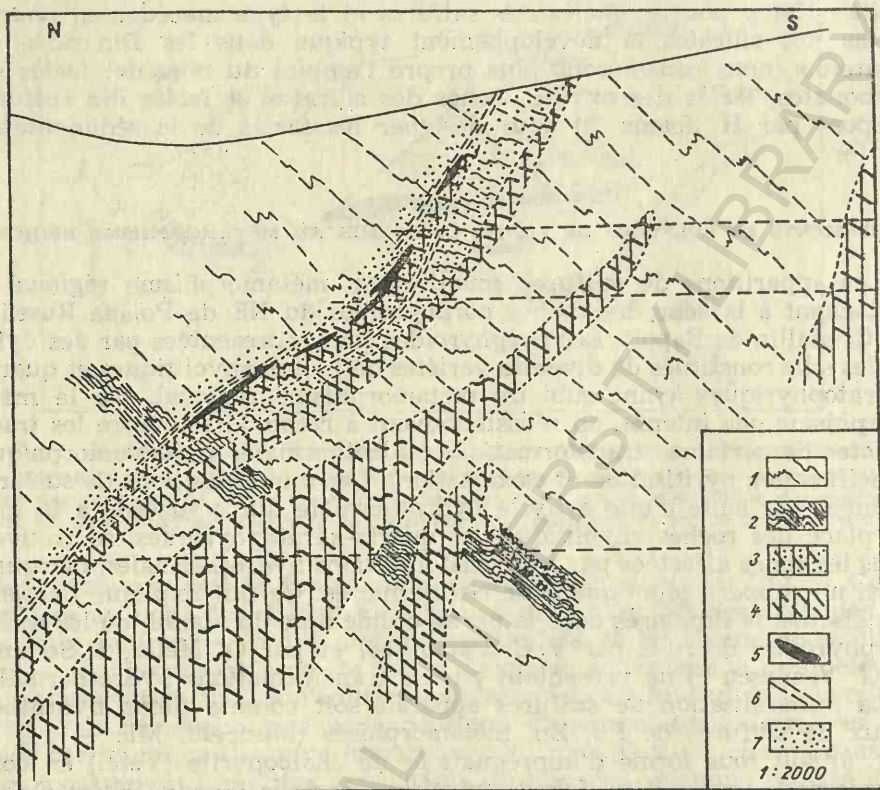


Fig. 6. Gisement de sulfures de Pb et Zn de Muncelul Mic

1 — schistes séricito-quartzitiques; 2 — schistes sériciteux à graphite; 3 — porphyroïdes rhyolitiques à silicification pré-métamorphique et imprégnés de sulfures; 4 — porphyroïdes rhyolitiques à albitisation pré-métamorphique; 5 — filon hydrothermal métamorphisé; 6 — zone à veinules de sulfures mobilisés pendant le métamorphisme régional et concordantes avec la schistosité des roches; 7 — transformations hydrothermales métamorphisées

des sulfures plus mous (chalcopryrite, galène) pressés sur les fissures et les interstices des minéraux plus durs.

Selon la composition minéralogique on peut distinguer deux types de minéralisations: a) minéralisation de Zn et Pb à teneur très réduite en chalcopryrite, pyrite, mispickel et tétraédrite (Muncelul Mic), b) minéralisations de chalcopryrite en compagnie subordonnée de pyrite, mispickel, blende et galène (Vețel, Dobra).

Un type particulier d'accumulations sulfures est représenté par les dolomies imprégnées de blende et de galène de Valea Dobra. Elles représentent une formation sédimentaire de sulfures, syngénétique à la formation de la roche dolomitique et, ultérieurement soumise au métamorphisme régional pendant lequel ils ont été partiellement mobilisés. Les dolomies légèrement graphiteuses, intercalées dans les schistes séricito-graphiteux indiquent un milieu réducteur, favorable à la sédimentation

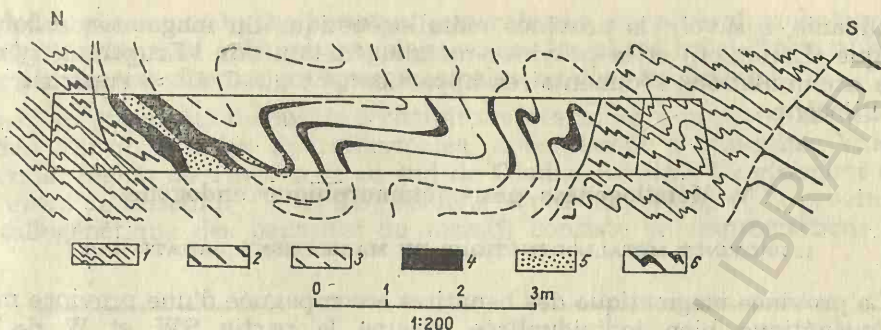


Fig. 7. Coupe dans les porphyroïdes mineralisés de Muncelul Mic (Horizon Antoniu)
1 — schistes sériciteux quartzitiques; 2 — porphyroïdes rhyolitiques à albitisation pré-métamorphique; 3 — porphyroïdes rhyolitiques à silicification pré-métamorphique et imprégnés de sulfures; 4 — sulfures de Pb, Zn, Cu du filon métamorphisé; 5 — quartz hydrothermal du filon métamorphisé; 6 — veinules de sulfures mobilisés métamorphiquement et concordantes avec la schistosité des roches

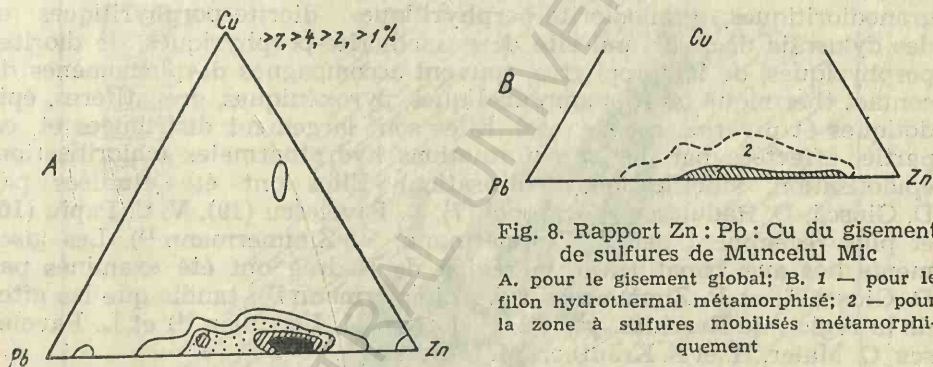


Fig. 8. Rapport Zn : Pb : Cu du gisement de sulfures de Muncelul Mic

A. pour le gisement global; B. 1 — pour le filon hydrothermal métamorphisé; 2 — pour la zone à sulfures mobilisés métamorphiquement

des sulfures. L'apport de Pb et Zn dans le milieu marin doit être attribué à l'activité magmatique des roches porphyroïdes, fait qui implique une origine exhalative sédimentogène pour ces accumulations.

Par conséquent (tab. 1) dans le cadre des gisements de sulfures de Zn, Pb, Cu de la métallogénèse pré-métamorphique on peut distinguer deux types, à savoir:

- gisements hydrothermaux transformés par le métamorphisme régional,
- gisements exhalatifs sédimentogènes, transformés par le métamorphisme régional.

II. MÉTALLOGÉNÈSE POSTMÉTAMORPHIQUE

La métallogénèse post-métamorphique du massif de Poiana Ruscă comprend des accumulations métalliques, hydrothermales ainsi que sédimentaires (tab. 1). Celles qui se rattachent à l'activité magmatique appartiennent à deux provinces métallogénétiques largement distribuées en

Roumanie, à savoir: la province métallogénétique du magmatisme banatitique (Laramien) et la province métallogénétique de l'Eruptif néogène. Les accumulations sédimentaires appartiennent au Crétacé supérieur et au Pliocène.

A. Métallogenèse post-métamorphique endogène

1. PROVINCE MÉTALLOGÉNÉTIQUE DU MAGMATISME BANATITIQUE

La province magmatique des banatites accompagnée d'une province métallogénétique bien individualisée, occupe la partie SW et W de la Roumanie englobant également la moitié occidentale de Poiana Ruscă. En général, elle est caractérisée par deux types de gisements, existant aussi dans la Poiana Ruscă:

- a) Gisements métasomatiques de fer dans des skarns,
- b) Gisements hydrothermaux de Pb, Zn, Cu, filoniens ou sous forme d'imprégnations dans des skarns.

Les banatites du massif sont représentées par des corps subvolcaniques granodioritiques, granodiorite-porphyrétiques, diorite-porphyrétiques et des dykes de dacite, d'andésite de granodiorite-porphyrétiques, de diorites porphyriques, de lamprophyres, souvent accompagnés de phénomènes de contact thermique (skarns amphiboliques, pyroxéniques, grenatifères, épidotiques et diverses cornéennes). Elles sont largement distribuées et, en partie, affectées par des transformations hydrothermales (chloritisation, épidotisation, silicification, zéolitisation). Elles ont été étudiées par D. Giuşcă, D. Rădulescu, V. Stiopol (7), L. Pavelescu (19), V. C. Papiu (16) et plus récemment par P. Zimmermann, V. Zimmermann¹¹⁾. Les gisements liés aux banatites de la région de Nădrag ont été examinés par D. Giuşcă¹²⁾ et P. Zimmermann, V. Zimmermann¹³⁾, tandis que les gîtes de la région de Ruschița, par Al. Codarcea, M. Petruțian¹⁴⁾ et L. Pavelescu, O. Maier, H. et F. Kräutner, M. Mureșan¹⁵⁾.

a) Les accumulations métasomatiques de fer dans les skarns de l'ouest de Poiana Ruscă, sans importance économique, sont représentées par des imprégnations de magnétite dans des skarns, principalement granatifères et épidotiques. Les plus représentatives apparaissent dans le bassin sédimentaire de Rusca Montană, au contact des corps banatitiques avec les sédiments faiblement calcaires du Crétacé supérieur (Glăvan, Alun). Sur les skarns à magnétite viennent se superposer, parfois, des imprégnations hydrothermales réduites de pyrite, chalcopyrite, galène, blende et bornite.

¹¹⁾ Zimmermann P., Zimmermann V.: Rapport géologique sur les prospections pour les minerais non-ferreux de la zone d'Ascuțita Mică, Vîrful Boul, Ruschița — 1962, Arch. Com. Géol. R.P.R.

¹²⁾ Giuşcă D.: Rapport sur les possibilités minières de la région de Nădrag, 1943. Arch. Com. Géol. R.P.R.

¹³⁾ Zimmermann P., Zimmermann V.: Op. cit. p. 14.

¹⁴⁾ Codarcea Al., Petruțian N.: Rapport géologique minier sur les gisements de minerais de la région de Ruschița — 1943. Arch. Com. Géol. R.P.R.

¹⁵⁾ Pavelescu L., Maier O., Kräutner H., Mureșan M., Kräutner Fl.: Rapport sur les recherches géologiques dans la région de Ruschița, 1960. Arch. Com. Géol. R.P.R.

b) Les gisements hydrothermaux apparaissent, en général, sous forme d'imprégnations de sulfures complexes dans les zones bréchifiées, affectées par des transformations hydrothermales, ou dans les skarns.

b₁) Les gisements de sulfures complexes des zones à brèches, soumises à des transformations hydrothermales, apparaissent à Ruschița, Valea Varnița, région de Tincova et au sud de Gladna Romîna. Le gisement de Pb et Zn de Ruschița (fig. 9) (le gisement le plus important de la province métallogénétique des banatites du massif) consiste en imprégnations et

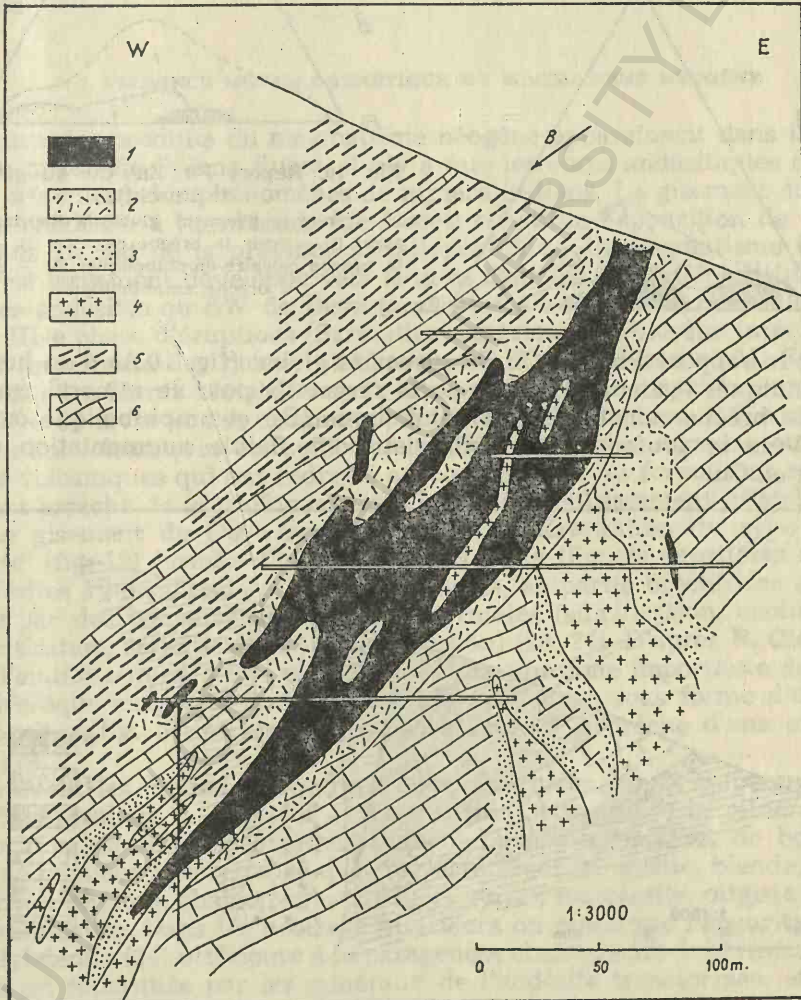


Fig. 9. Gisement de sulfures de Pb et Zn de Ruschița

1 — minerais de sulfures de Pb et Zn; 2 — brèche calcaire et amphibolique silicifiée et chloritisée hydrothermale; 3 — skarn; 4 — éruptif banatitique; 5 — amphibolites; 6 — calcaires marmoréens

filonets de sulfures (galène, blende et d'une façon subordonnée chalcoppyrite, bornite, pyrite) dans une brèche tectonique, silicifiée et chloritisée située entre des calcaires et des amphibolites.

Le processus de formation du gisement doit être conçu comme une céméntation d'une brèche initiale par des solutions hydrothermales minéralisatrices. La majorité de la minéralisation est située dans la brèche calcaire. On constate une certaine dépendance entre le caractère de la minéralisation et la nature pétrographique de la brèche. Sur la figure 10,

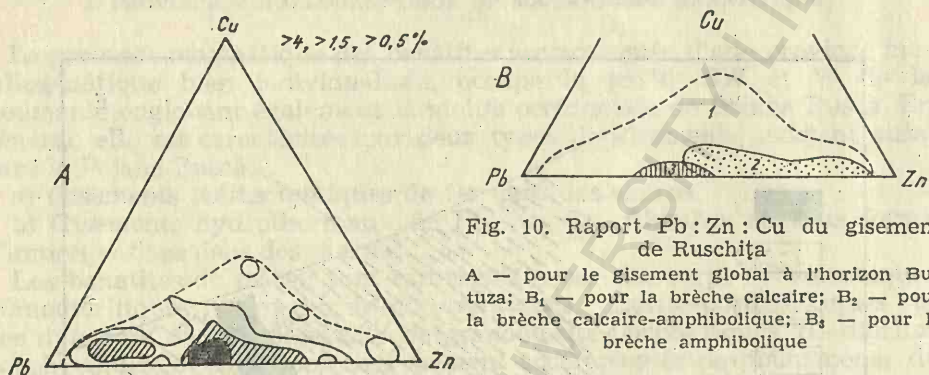


Fig. 10. Rapport Pb:Zn:Cu du gisement de Ruschița

A — pour le gisement global à l'horizon Butuza; B₁ — pour la brèche calcaire; B₂ — pour la brèche calcaire-amphibolite; B₃ — pour la brèche amphibolite

à part le rapport Pb, Zn, Cu du gisement global (fig. 10 A) d'un horizon, sont indiqués également les rapports respectifs pour le minerai emplacé dans la brèche calcaire (B₁), amphibolite (B₂) et amphibolite calcaire (B₃). Vers la profondeur on enregistre une faible augmentation de la teneur en Cu.

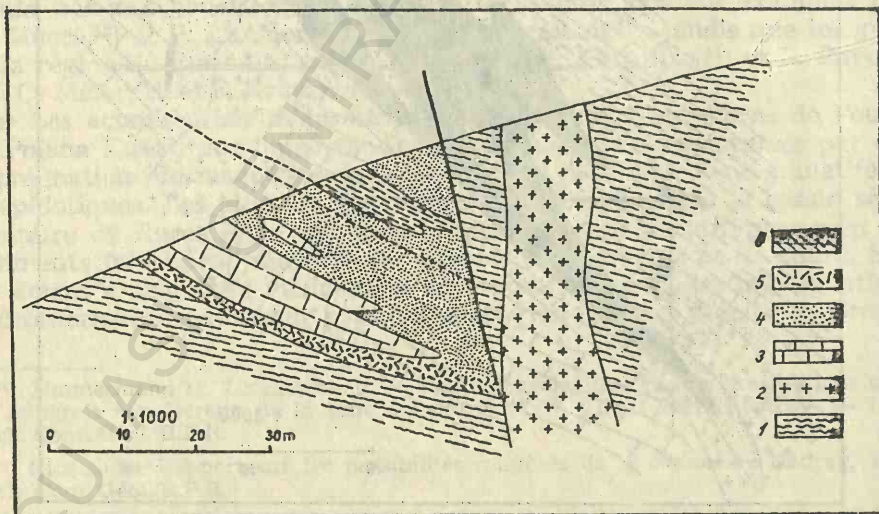


Fig. 11. Gisement de sulfures de Pb, Zn, Cu de Varnita

1 — schistes cristallins; 2 — éruptif banatitique; 3 — calcaires J₁ — C₁; 4 — skarn garnet-épidotique à imprégnations de galène et de blende; 5 — skarn pyroxène-amphibolite à imprégnations de galène, blende et chalcoppyrite; 6 — schistes argileux cornéifiés

b₂) Parmi les gisements hydrothermaux emplantés dans les skarns les plus représentatifs sont ceux de Varnița (fig. 11) et d'Ascuțița Mică. Le gisement de Varnița apparaît dans les skarns pyroxéno-amphiboliques et grenato-épidotiques, formés au contact d'un dyke banatitique avec des roches calcaires et argileuses du bassin crétacé de Rusca Montana. La minéralisation est formée surtout de galène, de blende et de chalcopryrite et elle apparaît comme imprégnations, nids ou veinules, emplantés de préférence dans les zones tectonisées des skarns. Dans les skarns grenato-amphiboliques on rencontre seulement la galène et la blende, tandis que dans les skarns pyroxéno-amphiboliques apparaît également la chalcopryrite.

2. PROVINCE MÉTALLOGÉNÉTIQUE DU MAGMATISME NÉOGÈNE

Parmi les produits du magmatisme néogène apparaissent dans la partie N du massif de Poiana Ruscă, il n'y a que les corps andésitiques de Deva qui présentent des phénomènes de minéralisations. Le gisement cuprifère dans l'andésite à hornblende (de Nocet) constitue l'apparition de minerai le plus au sud de la province métallogénétique du magmatisme néogène qui est largement développé vers le nord dans les Monts Métallifères.

Les andésites au SW de Deva (andésites à hornblende) sont attribuées à la III-e phase d'éruptions (Sarmatien supérieur — Pliocène inférieur), la plus importante des phases établies par T. P. Ghițulescu et M. Socolescu (6) dans les Monts Métallifères. C. Gheorghiu (5) les considère comme des coulées de laves et des cheminées, A. Serban, A. Popescu (24) comme des corps subvolcaniques et R. Ciocănelea (2) comme des colonnes ou cheminées volcaniques qui ont redressé au contact avec les formations crétacées et ont arraché de la profondeur des lames du soubassement cristallin.

Le gisement de Deva représente une minéralisation du type „stockwerk” (fig. 12) formée d'imprégnations et de filonets cuprifères dans les andésites à hornblende et biotite, fissurées, en partie bréchifiées et affectées par des transformations hydrothermales (silicification, caolinisation, calcitisation, séricitisation et chloritisation) (28, 24). D'après R. Ciocănelea (2) l'andésite minéralisée est délimitée par une zone importante de brèche andésitique en partie caolinisée, qui le contourne sous forme d'un dôme irrégulier (fig. 12) et représente probablement la brèche d'une explosion cachée.

Suivant les études chalcographiques effectuées par C. Superceanu (28) et N. Petrulian, L. Steclaci, D. Sandu, Fl. Oroveanu¹⁶) la minéralisation cuprifère est constituée principalement de chalcopryrite et de bornite et d'une manière subordonnée d'énargite, tétraédrite, galène, blende, ornatif, pyrite cuprifère, chalcopryrite aurifère, pyrite, marcassite, oligiste, magnétite, ilménite. Dans les horizons inférieurs on remarque l'apparition de la molybdénite (24) ultérieure à la paragenèse chalcopryrite + bornite. La gangue est constituée par les minéraux de l'andésite transformée, et par: la barytine, la fluorine et la dolomie. Vers la profondeur, la teneur en Cu

¹⁶) Petrulian N., Steclaci L., Sandu D., Oroveanu Fl.: Etude minéralogique, géochimique et génétique du gisement cuprifère de Deva (Communiquée à la session scientifique I.P.G.G., 1963).

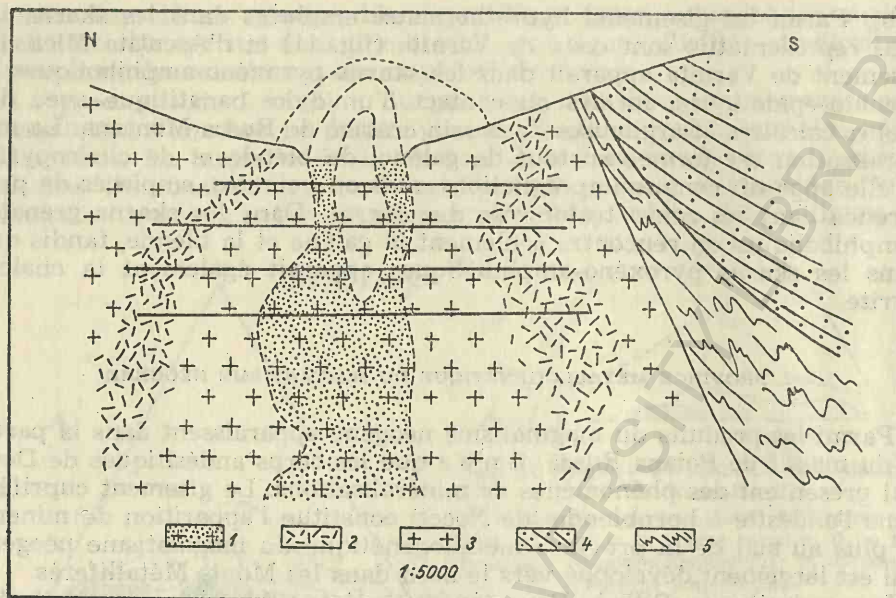


Fig. 12. Gisement de cuivre de Deva (d'après les données de R. Ciocănelea)

1 — andésite amphibolique imprégnée de chalcopryrite et de bornite (Stockwerk); 2 — brèche andésitique; 3 — andésite amphibolique; 4 — Crétacé supérieur; 5 — phyllites et schistes sériciteux

et Mo s'accroît, par suite de l'enrichissement du minerai en bornite et de l'apparition de la molybdénite. A l'horizontale, la paragenèse chalcopryrite + bornite est remplacée graduellement par la paragenèse pyrite + oligiste, allant du centre vers la périphérie du gîte, constatation vérifiée par N. Petruțian, L. Steclaci, D. Sandu, Fl. Oroveanu par des recherches géochimiques¹⁷⁾.

Le gisement de Deva peut être caractérisé comme étant un „stockwerk” cuprifère, mésothermal (28) qui selon N. Petruțian, L. Steclaci, D. Sandu, Fl. Oroveanu¹⁸⁾ présente des analogies avec certaines minéralisations qui accompagnent les banatites.

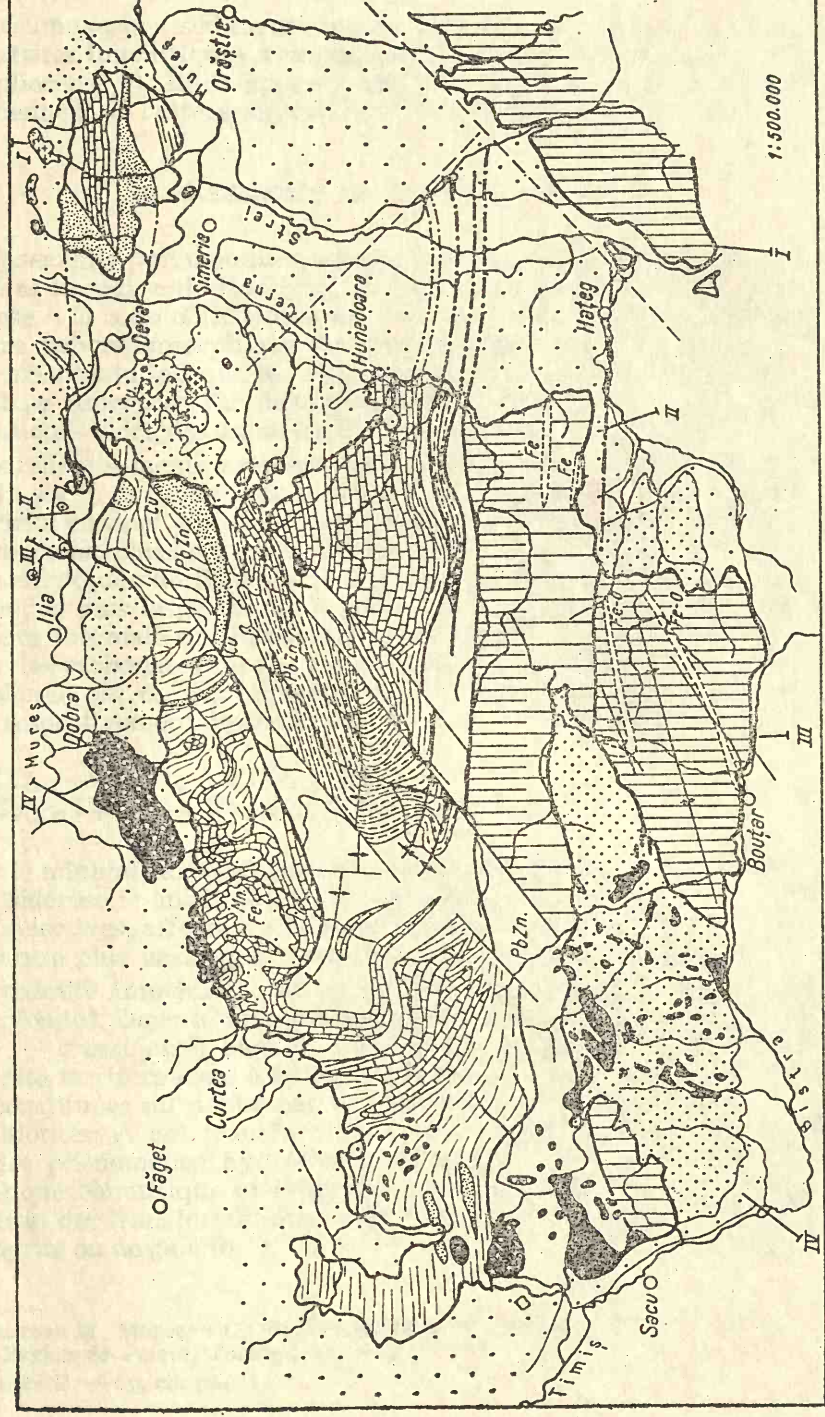
B. Métallogénèse post-métamorphique exogène

Ce groupe génétique renferme seulement quelques accumulations métallifères sédimentaires, sans importance économique, à savoir:

a) des apparitions sporadiques de bauxite crétacée, mentionnées par P. Rozlozsnik (23) et D. Giușcă¹⁹⁾. Elles apparaissent sous forme de petites lentilles irrégulières (Maciova, Virful Runc, Piriul Fierului), situées à la

¹⁷⁾ ¹⁸⁾ Op. cit. pag. 17.

¹⁹⁾ Giușcă D.: Rapport sur les possibilités minières de la région de Poiana Ruscă de SW — 1947. Arch. Com. Géol. R.P.R.





27

20

19

Fig. 13. Esquisse métallogénétique (1:500 000) du massif de Poiana Rusă (données géologiques suivant la carte 1:500 000 du Comité Géologique et d'après H. Kräutner, M. Mureşan, O. Maier)

- A₁ — Unité mésométamorphique
 1 — cristallin mésométamorphique; 2 — cristallin épimétamorphique
 A₂ — Unité épimétamorphique
 3 — schistes inférieurs au complexe de schistes verts tufogènes; 4 — complexe de schistes verts tufogènes; 5 — schistes supérieurs au complexe de schistes verts tufogènes; 6 — formations récifogènes, dolomitiques et calcaires; 7 — zone des roches porphyroïdes
 B₁ — Formations sédimentaires
 8 — mésozoïque (Crétacé supérieur dominant); 9 — néogène
 B₂ — Formations éruptives
 10 — éruptif banatitique; 11 — agglomérats de l'éruptif banatitique; 12 — éruptif néogène; 13 — agglomérats de l'éruptif néogène
 C₁ — Gisements transformés par métamorphisme régional
 14 — gisements exhalatif-sédimentogènes de fer, en faciès de carbonates; 15 — gisements exhalatif-sédimentogènes de fer en faciès d'oxydes; 16 — gisements exhalatifs, sédimentogènes de fer en faciès de sulfures; 17 — accumulations de galène et de blende dans les dolomies; 18 — zones de distribution des minéralisations hydrothermales de sulfures de Cu, Pb, Zn
 C₂ — Gisements hydrothermaux
 19 — gisements de Cu, Pb, Zn, liés au magmatisme banatitique; 20 — gisements de Cu, liés au magmatisme néogène
 C₃ — Gisements sédimentaires
 21 — concentrations de minerai de fer et de manganèse à la base des graviers plocènes; 22 — failles directionnelles; 23 — failles directionnelles dans le Cristallin au-dessous du sédimentaire du bassin de Streiu; 24 — limites dans le Cristallin au-dessous des roches sédimentaires du bassin de Streiu; 25 — failles sous roches sédimentaires du bassin de Streiu; 26 — axe anticlinal; 27 — axe synclinal; 28 — extrémités du profil

H. KRÄUTNER — Aperçu général sur la métallogénèse du massif de Poiana Rusă, Carpathes Méridionales.

Wydawnictwa Geologiczne, 1974 r.

Zakłady Graficzne w Katowicach, 1382/473, 600+90 egz.

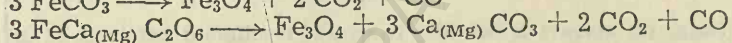
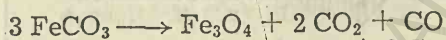
limite d'érosion entre les calcaires néocomiens-turoniens et les grès campaniens (23).

b) Accumulations sédimentaires de limonites à manganèse et de blocs de quartzites limonitiques à manganèse à la base des graviers et des cailloutis pliocènes²⁰⁾. Elles apparaissent seulement dans le NW du massif et proviennent de l'altération des formations récifogènes.

III. GISEMENTS POLYMÉTAMORPHIQUES

Les gisements polymétamorphiques apparaissent à Poiana Ruscă seulement dans la région de Ruschița, ou l'aire de distribution des banatites se superpose à la zone d'affleurement des gisements de fer du Cristallin. Le caractère polymétamorphique de quelques gisements de la région mentionnée résulte du fait que le métamorphisme de contact thermal et hydrothermal se superpose au métamorphisme régional des roches ferrifères carbonatiques d'origine exhalative sédimentogène.

De pareils gisements existent dans Dealul Boul, où Fr. Schafarzic (25) et D. Giuscă²¹⁾ ont mentionnés des skarns à magnétite, dans Valea Lupului et Piriul cu Raci. En général, il s'agit de phénomènes de transformation des carbonates, pareils à ceux décrits par P. Ramdohr (22) au contact des filons sidéritiques de Siegerland avec des roches basaltiques, mais ayant une étendue plus large vu qu'ils affectent l'ensemble du gîte initial. Sous l'influence thermique des intrusions banatitiques, en conditions de pression réduite, les carbonates de fer représentés par la sidérite, l'ankérite ou la ferrodolomie ont été décomposés en magnétite (parfois hématite) et calcite ou respectivement dolomie:

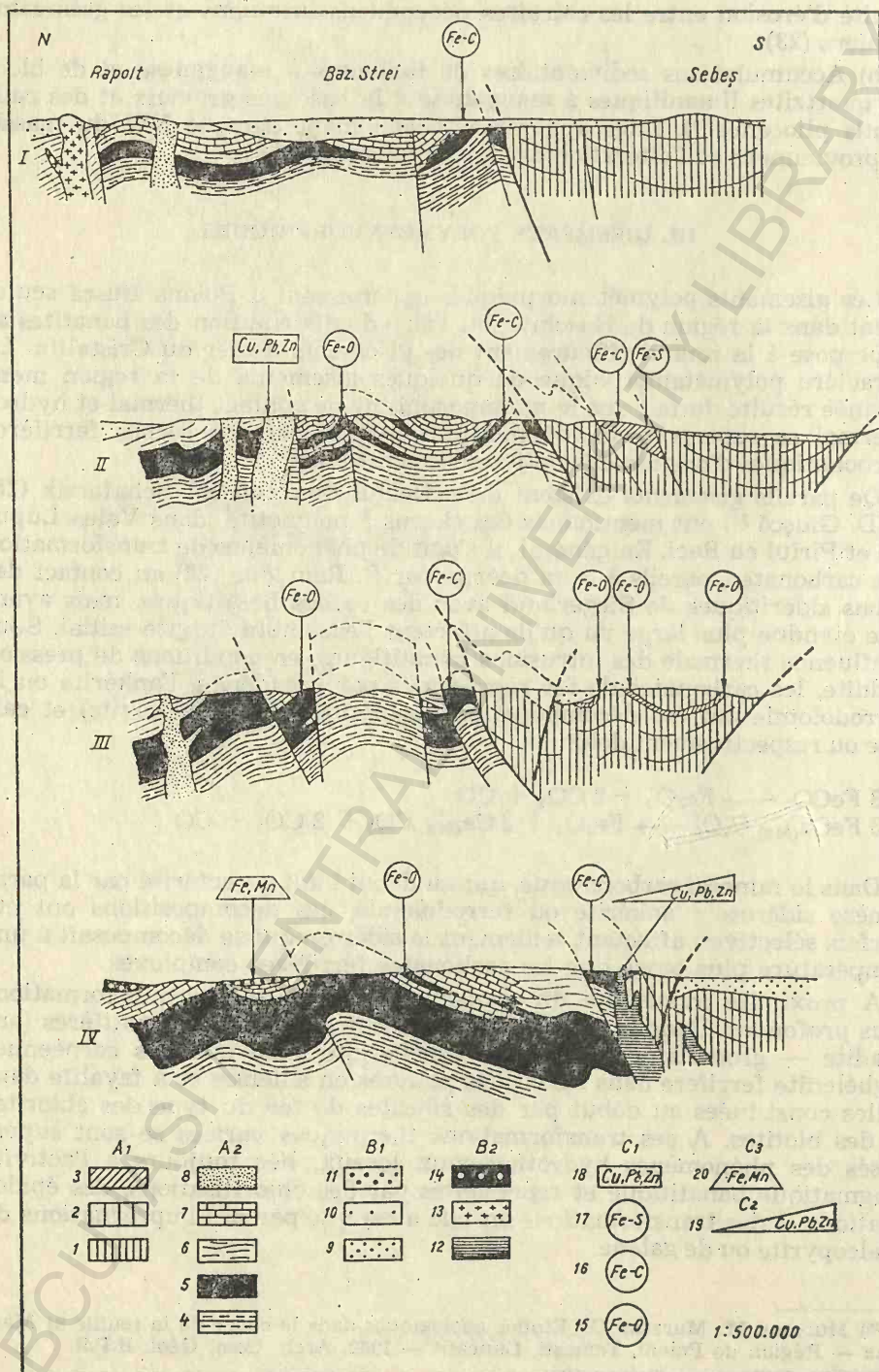


Dans le minerai carbonatique, qui au début était caractérisé par la paragenèse sidérose + ankérite ou ferrodolomie, ces décompositions ont été parfois sélectives, affectant seulement la sidérose qui se décomposait à une température plus basse que les carbonates ferrifères complexes.

A proximité immédiate du contact l'on constate des transformations plus profondes. Dans le minerai apparaissent des skarns grenatifères (andradite — grossulaire) parfois à hedenbergite ainsi que des cornéennes à ghélenite ferrifère dans les roches pauvres en silicium et à fayalite dans celles constituées au début par des silicates de fer du type des chlorites et des biotites. A ces transformations thermiques variées se sont superposés des phénomènes hydrothermaux locaux, liés toujours à l'activité magmatique banatitique et représentés par des chloritisations, des épido-tisations et des transformations en talc ainsi que par des imprégnations de chalcopyrite ou de galène.

²⁰⁾ Mureșan M., Mureșan G.: Etudes géologiques dans le cadre de la feuille 81 Mar-gina — Région de Poieni, Tomești, Luncani — 1962. Arch. Com. Géol. R.P.R.

²¹⁾ Giuscă D. — op. cit. pag. 18



BIBLIOGRAPHIE

1. BERBELEAC, I.: Cercetări geologice și petrografice în cristalinul insulei de Rapolt (Boi — Rapolt — Rapolțel). D.d. Seamă Com. Geol. XLIX/2, București. 1963.
2. CIOCÂNELEA, R.: Asupra situației geologice a corpurilor eruptive din regiunea Deva. D.d. Seamă Com. Geol. XLVIII, București. 1963.
3. CISSARZ, A.: Lagerstätten des Geosynklinalvulkanismus in den Dinariden und ihre Bedeutung für die geosynklinale Lagerstättenbildung. N.Jb.Min. 91/1—3. 1957.
4. DIMITRESCU, R.: Provinciile și epoci metalogenetice în R.P.R. Revista Minelor XII, 1961/6.
5. GHEORGHIU, C.: Etude géologique de la Vallée du Mureș entre la Deva et la Dobra (Monts Apuseni et bassin du Streiul). An. Com. Géol. Résumés XXVI—XXVIII, Bucarest. 1959.
6. GHITULESCU, T. P., SOCOLESCU, M.: Etude géologique et manière des Monts Métallifères (Quadrilatère aurifère et régions environnantes. An. Inst. Géol. Rom. XXI, Bucarest. 1941.
7. GIUȘCĂ, D., RĂDULESCU, D., STIOPOL, V., DIMITRESCU, R.: Etude pétrographique de la partie SW du Massif Poiana Ruscă. Comptes Rendus d.S.d. Com. Géol. Résumés XL—XLI, Bucarest. 1961.
8. IONESCU, FI., KRÄUTNER, H., MUREȘAN, M.: Beitrag zur durch neue geophysische Daten erworbenen Kenntnis der Beschaffenheit des kristallinen Fundaments des Strei-Beckens. Publ. Congr. V. Carp.-Balc. I, Bukarest. 1961.
9. JEAMS, L. H.: Sedimentary facies of iron formation. Econ. Geol. 49/8. 1954.
10. KRÄUTNER, H.: Die Zink-Blei Lagerstätte von Muncelul Mic (Poiana Ruscă). Publ. Congr. V. Carp.-Balc. I. Bukarest. 1961.
11. KRÄUTNER, H., KRÄUTNER, FI.: Chimisme des gisements de fer de la partie orientale centrale du massif de Poiana Ruscă. Stud. Cercet. de Geol. Acad. R.P.R. VII/1 et VII/2, Bucarest. 1962.
12. KRÄUTNER, H.: Les gisements de fer de la partie orientale centrale du massif de Poiana Ruscă. D.d. Seamă Com. Geol. LIX/1, Bucarest. 1963.
13. LAȚIU, V.: Beiträge zum microgenetischen Studium der Eisenerze von Ghelar. An. Inst. Geol. Rom. XIII. Bukarest. 1928.
14. LUCCA, V., BUTUCESCU, N., COTALA, S.: Recherches géologiques sur les minéralisations polymétalliques de Muncelul Mic. Stud. Cercet. de Geol.-Geogr. Acad. R.P.R. Cluj, VIII/3—4. 1957.

Fig. 14. Sections métallogénétiques (1:500 000) à travers du massif de Poiana Ruscă

A. Formations cristallines

A₁ — Unité mésométamorphique

1 — cristallin mésométamorphique; 2 — cristallin épimétamorphique; 3 — niveau des gisements de fer;

A₂ — Unité épimétamorphique

4 — schistes inférieurs au complexe de schistes verts tufogènes; 5 — complexe de schistes verts tufogènes à gisements de fer; 6 — schistes supérieurs au complexe de schistes verts tufogènes; 7 — formations récifogènes dolomitiques et calcaires; 8 — roches porphyrones

B₁ — Formations sédimentaires

9 — mésozoïque (Crétacé supérieur dominant); 10 — néogène; 11 — graviers pliocènes à minerai de Fe et Mn

B₂ — Formations éruptives

12 — éruptif banatitique; 13 — éruptif néogène; 14 — agglomérats de l'éruptif néogène

C₁ — Gisements transformés par le métamorphisme régional

15 — gisements exhalatif-sédimentogènes de fer en faciès d'oxydes; 16 — gisements exhalatif-sédimentogènes de fer en faciès de carbonates; 17 — gisements exhalatif-sédimentogènes de fer en faciès de sulfures; 18 — gisements exhalatif-sédimentogènes de sulfures de Cu, Pb, Zn

C₂ — Gisements hydrothermaux

19 — gisements de sulfures de Pb, Zn, Cu, liés au magmatisme banatitique

C₃ — Gisements sédimentaires

20 — accumulations de minerai de Fe, Mn dans les graviers pliocènes

15. MAIER, O., MUREȘAN, G., MUREȘAN, M.: Structure géologique de la région Teliuc — Ghelar (zone centrale du massif Poiana Ruscă). D.d. Seamă Com. Geol. LIX/1. Bucarest. 1963.
16. PAPIU, V. C.: Cercetări geologice pe versantul de NW al masivului Poiana Ruscă. D.d. Seamă Com. Geol. XL, București. 1953.
17. PAPIU, V. C., DUȚU, M., POPESCU, A., SERAFIMOVICI, V.: Recherches géologiques et pétrographiques dans le massif des Dolomies du Hunedoara. D.d. Seamă Com. Geol. XLVII, Bucarest. 1963.
18. PAPP, K.v.: Die Eisenerz- und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. Budapest. 1919.
19. PAVELESCU, L.: Géologie et pétrographie de la région de Ruschița. An. Com. Geol. XXXI. Bucarest. 1958.
20. PAVELESCU, L.: Recherches géologiques et pétrographiques dans les Monts de Sebeș. An. Com. Géol. Résumés. XXVI—XXVIII. Bucarest. 1959.
21. PAVELESCU, L.: Etude géologique et pétrographique de la partie centrale et de SE des Monts Poiana Ruscă. An. Com. Géol. Résumés, XXVI—XXVIII, Bucarest. 1959.
22. RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akad.-Verlag. Berlin. 1960.
23. ROZLOZSNIK, P.: Notizen über das Vorkommen von Bauxit im Poiana Ruszka und im südlichen Bihar-Gebirge. Jahresh. d.k. ung. geol. Anst. f. 1917—1924.
24. SERBAN, A., POPESCU, A.: Apariții de molibden în zăcămintul cuprifere Deva. Revista Minelor XII/3. 1961.
25. SCHAFARZIK, Fr.: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Ruszkabanya. Jahresh. d.k. ung. geol. Anst. 1906.
26. SCHNEIDERHÖHN, H.: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde, B.I. Jena. 1941.
27. STILLE, H.: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Beihefte zum Geol. Jahrb. H. 8. 1953.
28. SUPERCEANU, C.: Studiu calcografic asupra mineralizației cuprifere de la Deva — Transilvania. Revista Minelor IX/3. 1953.

Matériaux présentés au VI^e Congrès
de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique

RECHERCHES GÉOLOGIQUES CONCERNANT LA RÉGION DE LA VALLÉE DE TIBAU—CÎRLIBABA—COSNA

par

Corneliu IONESCU

La région considérée se trouve située dans les Carpathes, Orientales, dans la partie supérieure du bassin de réception de la Vallée de Bistrița Aurie, aux environs des localités Cîrlibaba, Ciocănești, Iacobenii et Coșna.

Des recherches géologiques sommaires, dans certains secteurs de la région étudiée par nous, ont été effectuées par K. M. Paul, Bruno Walter, M. Reinhardt et I. Atanasiu. Des études plus systématiques, dans certaines zones plus restreintes, ont été exécutées par Th. Kräutner et M. Savul.

CONSIDÉRATIONS GÉOLOGIQUES

Les formations géologiques qui font partie de la structure de la région considérée peuvent être groupées en trois unités:

- a. formations cristallophylliennes,
- b. roches éruptives,
- c. formations sédimentaires.

a. Formations cristallophylliennes

Les formations cristallines, dont se compose le soubassement général de la région, sont constituées d'une succession de dépôts sédimentaires, très variés, de roches pyroclastiques et roches éruptives, métamorphisées en différentes conditions du métamorphisme régional.

Par rapport à leur position stratigraphique et leurs caractères pétrographiques, on a séparé deux séries distinctes:

1. la série de schistes cristallins du type mésozonal, dénommée aussi la Série de Bretila,
2. la série de schistes cristallins du type épizonal, que nous avons dénommée la Série de Cîrlibaba.

1. SÉRIE DES SCHISTES DE BRETILA

Les schistes qui appartiennent à cette série présentent une grande variété de structures et textures, en commençant par la structure blastopélitique et jusqu'à celle lenticulaire.

Dans cette série on distingue deux complexes qui ont reçu les noms des vallées où ils sont le mieux développés:

- a. le complexe de Pîrîul Roșu,
- b. le complexe de Pîrîul Tisei.

a. Le complexe de Pîrîul Roșu est représentatif pour la région de la

Vallée de Tibău et de la Vallée de Deaca. Sur la base des paragenèses minéralogiques on a séparé, dans ce complexe, les types de roches suivants: les micaschistes à muscovite et biotite, les amphibolites, les schistes amphiboliques, les schistes à quartzite, muscovite, chlorite et biotite, les schistes chloriteux à biotite, les calcaires saharoïdes.

Les micaschistes à muscovite et à biotite sont peu répandus, de couleur brun-cendré; la quantité accrue de biotite a eu comme résultat les roches monominérales.

Les amphibolites sont intercalées vers la partie supérieure du complexe de Pîriul Roșu. Elles ont une structure granolépidoïblastique, parfois nématoblastique, leur texture est orientée jusqu'à schisteuse. La hornblende — le composant principal — se trouve sous forme de cristaux prismatiques ayant parfois les extrémités liées en fascicules. En dehors de la hornblende on rencontre le plagioclase, la chlorite, l'épidote, le zoïzite, le quartz, le grenat, le rutile et la magnétite. Les schistes amphiboliques se trouvent sous forme d'intercalations minces dans la partie supérieure des micaschistes dans les bassins de la Vallée de Deaca et Zimbru. La hornblende verte et l'actinolite développée en cristaux aciculaires, parfois en gerbes, sont les composants principaux. Ils sont de couleur gris-vert à structure granolépidoïblastique et à texture schisteuse.

Les schistes quartziteux à muscovite, à chlorite et à biotite, sont très fins, à structure granolépidoïblastique jusqu'à granoblastique et à texture schisteuse. Dans la composition minéralogique de la roche entrent: le quartz, la muscovite, la biotite, le plagioclase, la chlorite, l'épidote, le zoïzite, l'apatite, le rutile et la magnétite. Les minéraux granulaires sont disposés en bandes épaisses alternant avec des bandes plus minces de minéraux micacés.

Les schistes chloriteux à biotite sont intercalés dans la partie supérieure du complexe de Pîriul Roșu. En dehors de la biotite et de la chlorite, dans la composition de ces roches entrent aussi le plagioclase la muscovite, le quartz, la calcite, l'épidote, le grenat, la titanite, l'apatite, le rutile, le zircon et la magnétite. Généralement la couleur est gris-vert; à la suite d'une quantité accrue de calcite et d'épidote, la couleur devient vert clair.

Les calcaires zaharoïdes sont intercalés dans les micaschistes à muscovite et à biotite dans la Vallée de Zimbru et ont une couleur blanche, parfois rose pâle à aspect marmoréen.

b. Le complexe de Pîriul Tisei est développé aux environs de la localité de Iacobeni et dans le bassin de la Vallée de Cîrlibaba.

Macroscopiquement, et pour un oeil moins attentif, ce complexe peut paraître métamorphisé en conditions de température baissée, de type épizonal. Une étude plus attentive nous montre qu'il a subi un intense processus de rétro-morphisme. Grâce à ce rétro-morphisme la plupart des biotites sont transformées en chlorite, ou, plus rarement, en biotite décolorée et ce n'est que très rarement qu'on rencontre des lamelles distinctes de biotite. Le grenat, parfois de grandes dimensions, est d'habitude écrasé et pour la plupart chloritisé. Dans ce complexe on constate l'existence de fréquentes endentations de faciès en dépendance du matériel sédimentaire initial dont elles sont nées à l'aide du métamorphisme. Au microscope on constate des intercalations centimétriques de paragneiss fins et de schistes

chloriteux à muscovite, à petits porphyroblastes de feldspath et à phénoblastes de quartz qui, verticalement, passent dans la région de Iacobeni aux schistes chloriteux à muscovite, biotite et grenat. Dans le SE de la région, dans la partie supérieure du complexe de Piriul Tisei se trouvent les schistes chloriteux à graphite, muscovite et biotite, avec des intercalations de schistes calcaires cendrés.

Les paragneiss fins sont les roches les plus répandues dans le complexe de Piriul Tisei. Grâce au rétro-morphisme, la majeure partie de biotite et du grenat est chloritisée.

Les schistes chloriteux à muscovite, avec porphyroblastes d'albite, sont très répandus dans la bassin de la Vallée de Cîrclibaba et se trouvent intercalés en bandes d'épaisseur variable. Ils sont apparus comme par suite du métamorphisme cinéritique qui, en se mélangeant avec le matériel détritique existant, a donné naissance aux intercalations de schistes tuffitogènes et aux paragneiss. Dans les schistes où prédomine le matériel cinéritique on constate que le réseau constituant la masse de la roche est formé de feuilles de chlorite, de muscovite et très rarement de biotite, intimement associés et orientées. Dans ce réseau apparaissent des porphyroblastes rélictiques de feldspath et de phénoblastes de quartz, de dimensions variables.

2. SÉRIE DES SCHISTES DE CÎRLIBABA

La Série de Cîrclibaba a le plus grand développement dans la région considérée. Cette série a, à la base, un complexe transgressif, bien développé dans le bassin de la vallée de ruisseau Omului; ce complexe contient à la base des conglomérats quartziteux cendrés, qui, verticalement, passent graduellement aux schistes quartziteux cendrés à muscovite, et ceux-ci, à leur tour, passent aux schistes noirs à muscovite. Latéralement, par des endentations de faciès, les schistes noirs à muscovite passent aux schistes noirs calcaires à muscovite et aux calcaires massifs cristallins. Dans la partie supérieure de ce complexe se trouvent des conglomérats chloriteux à séricite, métamorphisés, qui, latéralement, passent aux schistes quartziteux à chlorite et à séricite.

Les conglomérats quartziteux cendrés ont une épaisseur de plus de 10 m et une couleur cendrée jusqu'au noirâtre. Les éléments roulés ont un diamètre de 3 cm environ, étant constitués de quartz blanc. La masse recrystallisée, dans laquelle se trouvent les éléments de quartz roulé, est constituée de quartz en majeure partie recrystallisé, de lamelles de muscovite, de séricite, de biotite chloritisée. La muscovite se trouve sous forme de lamelles bien développées, à orientation diverse, parfois moulant le quartz roulé.

Les conglomérats quartziteux passent graduellement vers la partie supérieure, aux schistes quartziteux cendrés à muscovite et ensuite aux schistes noirs à muscovite. Les schistes noirs à muscovite contiennent des intercalations de schistes noirs à muscovite et au moyen d'indentations passent aux calcaires massifs.

Les conglomérats chloriteux à séricite, métamorphisés, ont une couleur gris-verdâtre. Les éléments roulés sont constitués de quartz blanc à diamètre de 2,5 cm environ.

Dans la Série de Cîrlibaba, en dehors du complexe transgressif, décrit ci-dessus et qui se trouve situé à la base, sur des considérations stratigraphiques on a séparé en plus les types de roches suivantes:

schistes quartziteux à chlorite et à séricite
quartzites noirâtre-violacé, manganifères
schistes chloriteux à séricite
gneiss porphyroïdes à biotite du type Pietrosu
gneiss porphyroïdes chloriteux du type Pietrosu
schistes chloriteux à séricite et à graphite
quartzites noires
porphyroïdes blanc-wardâtre et halleflinta
schistes chloriteux à porphyroblastes d'albite
gneiss psammitiques
quartzites chloriteuses
quartzites à muscovite
schistes chloriteux à calcite et à épidote
quartzites noires carbonatées
calcaires dolomitiques bréchiques
calcaires dolomitiques.

Les schistes quartziteux à chlorite et à séricite sont assez répandus dans la région étudiée, présentant des endentations de faciès avec des schistes chloriteux à quartzite et à séricite et avec les schistes chloriteux à séricite.

Les quartzites noirâtre-violacé, manganifères, représentent un horizon discontinu, assez répandu dans la région de Ciocânești—Iacobeni—Coșna. Dans ces quartzites on trouve des lentilles de carbonates de manganèse accompagnées d'oxydes de manganèse.

L'étude des concentrations de manganèse dans les quartzites noirâtre-violacé des Carpathes Orientales a été communiquée au Congrès de Géologie International de Mexique par M. Savul et V. Ianovici (8).

Les gneiss porphyroïdes du type Pietrosul sont des roches assez répandues dans le Cristallin des Carpathes Orientales sur une zone allongée, orientée NW—SE sur une distance de plus de 150 km. Pour ces roches on a conservé la dénomination donnée par M. Savul et Gh. Mastacan (10), étant donné que les roches séparées par nous ressemblent à celles décrites par les auteurs mentionnés ci-dessus. Parmi ces roches on a séparé deux sous-types, à savoir: des gneiss porphyroïdes à biotite du type Pietrosu, dans lesquels la biotite se trouve représentée et des gneiss porphyroïdes chloriteux du type Pietrosu qui sont plutôt schisteux, représentant des roches intensément affectées par la diaphorèse.

Les gneiss porphyroïdes à biotite du type Pietrosu sont des roches plus ou moins orientées, à une structure porphyrique jusqu'à celle blastoporphyrique. Dans la masse fondamentale, qui a une structure granoblastique et une texture orientée, on rencontre des granules de quartz et de plagioclase acide, ainsi que des phénocristaux de quartz et de feldspath. Parfois la roche présente des phénocristaux à aspect d'amphibole qui, examinés au microscope, s'avèrent comme étant constitués de biotite. Les phénocristaux de quartz et de feldspath présentent des fissures dans lesquelles se trouve le quartz, le feldspath et la biotite recristallisés. Fréquemment on trouve des pseudomorphoses d'albite en échiquier après les cristaux d'orthose.

Les gneiss porphyroïdes du type Mîndra ont une couleur gris-verdâtre, une structure porphyrique et une texture orientée, parfois lenticulaire. Dans la masse fondamentale microcristalline et compacte on trouve des phénocristaux de feldspath potassique de dimensions 2—3 cm. en longueur, à contour arrondi, à nombreuses fissures et phénocristaux de quartz de dimensions dépassant 0,6 cm. Les phénocristaux de feldspath potassique sont moins arrondis — fait dû à la corrosion. Parfois, ces derniers ont des cristaux idiomorphes d'albite primaire, incorporés. L'albite apparaît aussi dans les phénocristaux, étant subordonné, en ce qui concerne le pourcentage, à l'orthose à formes idiomorphes et à phénomènes de corrosion.

Les schistes chloriteux à séricite et à graphite se trouvent sous forme d'intercalations dans les schistes chloriteux à séricite, présentant fréquemment des passages à des schistes quartziteux à chlorite, à séricite et à graphite et des quartzites noires. D'habitude les quartzites noires de cet horizon discontinu sont dépourvues de concentrations de manganèse.

Les porphyroïdes blanc-verdâtre sont des roches très répandues dans notre région; elles ont été décrites pour la première fois par I. Atanasiu (1), sous le nom de roches blanches porphyrogènes. Fréquemment elles présentent des intercalations plus fines de halfehlinta — type pétrographique décrit par le même auteur. Elles se trouvent comme intercalations dans les schistes chloriteux à séricite et pourraient être facilement confondues avec les quartzites feldspathiques s'il n'y avait leurs phénoblastes idiomorphes de feldspath et les granules lenticulaires de quartz. Dans la masse principale, constituée de quartz, séricite, chlorite, albite et microcline, on trouve des phénoblastes d'albite, de feldspath potassique et de quartz qui, très souvent, présentent une forme bipyramidale à corrosions. Fréquemment les phénoblastes sont cataclasés et recimentés.

Les schistes chloriteux à porphyroblastes d'albite représentent un horizon peu répandu qui se trouve intercalé dans les schistes chloriteux à séricite. Ils sont apparus par suite de la métamorphose de certains tufs.

Les gneiss psammitiques constitués de feldspath, plagioclase maclé polysynthétique, quartz et séricite, apparaissent comme des endentations latérales des schistes quartziteux à chlorite et à séricite.

Les quartzites chloriteus et les quartzites à muscovite représentent des endentations latérales des schistes quartziteux à chlorite et à séricite.

Les schistes chloriteux à calcite et à épidote sont peu répandus dans la région étudiée. Ils ont une structure lépidoblastique et une texture schisteuse. La chlorite un clinochlor, moins souvent un pennin, formant le réseau dans lequel sont disposés les autres minéraux. L'albite a une tendance à se développer en porphyroblastes. L'épidote granulaire est répandu dans toute la roche. La calcite se trouve fréquemment sous forme de bandes minces ou de nids. On trouve encore l'actinote aciculaire et de grands cristaux de magnétite. Latéralement, les schistes chloriteux à calcite et à épidote passent aux schistes calcaires et aux calcaires schisteux.

Les calcaires dolomitiques cristallins constituent fréquemment le remblai des synclinaux et sont assez répandus dans la région considérée. D'habitude ils ont à la base un horizon de quartzites cendré-noirâtre, carbonatés, surmonté par des calcaires bréchiques. Les calcaires dolomitiques cristallins ont une couleur allant du blanc-jaunâtre au gris-noirâtre et des épaisseurs de centaines de mètres. La grande épaisseur des massifs de cal-

caires dolomitiques, d'après l'auteur de cette notice pourrait être due aux conditions favorables, dans lesquelles se sont développés les récifs pendant les mouvements épirogénétiques.

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES SUR LES SCHISTES CRISTALLINS

Etant donné la paragenèse minéralogique et la stratigraphie du Cristallin, nous admettons que la région étudiée a été affectée par le métamorphisme au moins deux fois. La première phase a été celle de la métamorphose des dépôts sédimentaires et éruptifs, donnant naissance à la série des schistes cristallins du type mésozonal et à la série épizonale respective. Ensuite s'est installée une période d'exondation pendant laquelle l'érosion a évacué de certaines zones, partiellement ou totalement, les dépôts de la série épizonale. Après cette période suit la sédimentation des formations sédimentaires qui, au cours de la seconde phase de l'orogénèse, ont été métamorphisées, donnant naissance à une grande partie de la série cristalline du type épizonal.

Entre ces deux groupes de Cristallin existe une lacune stratigraphique identifiée dans plusieurs lieux de la région. Ainsi, pendant que dans la région de Cîrlibaba — Ciocănești les formations cristallines du type épizonal ont des épaisseurs appréciables (plus de 1000 m), au NW de Cîrlibaba les formations cristallines du type épizonal ont non seulement des épaisseurs réduites, mais elles sont même représentées parfois uniquement par le dernier terme de la sédimentation, par le calcaire dolomitique faiblement métamorphisé, situé directement sur les micaschistes. Un autre argument qui plaide en faveur de l'affirmation faite cidessus est fourni par les phénomènes de rétomorphisme qui se font remarquer dans toute la série de type mésozonal. Dans les schistes cristallins du type mésozonal on peut déchiffrer au microscope, dans certaines zones les deux phases de métamorphisme, entre lesquelles se trouve la phase de la réduction d'intensité du métamorphisme.

Marcela Dessila-Codarcea (4), par les études effectuées dans les Carpathes méridionales centrales, a établi que les schistes cristallins de la zone étudiée ont subi au moins deux phases de plissement et de métamorphisme.

b. Roches éruptives

Dans la région étudiée, les roches éruptives sont peu répandues, étant représentées par quelques filons de camptonite qui, généralement s'insinuent le long des lignes de fractures.

Les camptonites ont une masse microgranulaire noire, compacte, représentant un agrégat holocristallin de plagioclase, le plus souvent andésine, de cristaux prismatiques de barkévikite et d'augite titanifère. Dans cette masse microgranulaire on trouve des phénocristaux de barkévikite et d'augite titanifère.

c. Formations sédimentaires

Les formations sédimentaires qui participent à la structure de la région appartiennent au Trias, au Crétacé et à l'Eocène.

Le Trias occupe une superficie réduite de la région étudiée, dans la partie SE de la zone considérée, aux environs de la localité Iacobenii et dans la partie NE de la région, à Obirșia V. Jupana et Izvorul Cățelei. Il est représenté par le Werfenien et l'Anisien.

Le Crétacé apparaît dans la partie NE de la région étudiée sous forme de lambeaux sur le Cristallin dans le bassin de la Vallée de Tibău et comme une zone continue dans l'est de la région, à Obirșia V. Coșna.

L'Eocène est mieux développé que le Crétacé, étant donné surtout qu'une grande partie de ce qu'on considèrerait jusqu'à présent comme Crétacé, sur les cartes géologiques, en réalité est l'Eocène. Dans plusieurs lieux du bassin de la Vallée de Tibău, dans les dépôts considérés jusqu'à présent comme crétacés, on trouve des calcaires nummulitiques. Ainsi, sur le versant gauche de la Vallée de Tibău, en aval de son confluent avec le ruisseau Silhoi, sur l'un des ses affluents gauches, le Cristallin est surmonté par des calcaires à Nummulites, en bancs gros de 15 m environ. Les Nummulites déterminées dans ces calcaires démontrent l'âge luthétien de ces dépôts.

TECTINIQUE DE LA RÉGION

Dans la région étudiée on remarque l'existence de deux zones distinctes au point de vue structural: une zone à structures orientées NW—SE, situé au nord et au centre de la région, et une zone de plis de poussée plus récents, orientés SW—NE, presque perpendiculaires sur les structures anciennes, située au sud-est de la région.

Dans la première zone, à structures orientées NW—SE et connues dans tout le Cristallin des Carpathes Orientales, on remarque l'existence de deux sous-zones, à savoir: une sous-zone étroitement plissée, orientée NW—SE, dans le bassin des vallées Cîrlibaba et Tâtarca et une sous-zone de synclinalium, légèrement ondulée, dans le bassin de la Vallée de Tibău.

Les mouvements mésocrétacés et post-luthétiens ont conduit dans cette zone à la fracture et à une division par compartiments des schistes et des dépôts sédimentaires et même à un chevauchement local du Crétacé et de l'Eocène.

L'anticlinal de Bretila, mis en évidence dans la zone du Massif de Bretila par M. Reinhardt et I. Atanasiu et ensuite étudié en détail dans le bassin de la Vallée de Rusaia par M. Savul, a été contourné par nous dans les bassins des vallées de Gidacu et de Deaca, dans le Massif de Birău, où il plonge sous un pli — écaille. Ce pli — écaille, mis en évidence par l'auteur de cette notice en 1959 a une position perpendiculaire à la direction de l'anticlinal de Bretila.

Des mouvements plus récents, post-luthétiens, ont eu comme résultat la poussée de ce pli formé de schistes cristallins du type épizonal et de schistes cristallins du type mésozonal, au-dessus de l'anticlinal de Bretila et au-dessus des dépôts sédimentaires crétacés et éocènes du bassin de la Vallée de Deaca.

A la suite de nos recherches effectuées en 1959, aux environs de la commune de Ciocănești, dans cette zone a été mise en évidence une série de structures plus récentes, orientées NE—SW, presque perpendiculaires

sur les structures connues dans le Cristallin des Carpathes Orientales à direction NW—SE.

Ultérieurement, les poussées plus récentes, post-luthétiennes, venant du SE ont provoqué le déversement et la poussée des schistes cristallins au-dessus de l'axe de l'anticlinal de Bretila et au-dessus des dépôts sédimentaires crétacés et éocènes du bassin de la Vallée de Deaca. La résistance rencontrée dans la zone de l'anticlinal de Bretila a eu comme reflet la naissance d'une série de plis déversés le SE qui, localement, ont causé la poussée des schistes cristallins sur les dépôts triasiques au NW de la localité de Iacobenii.

En conclusion, nous pouvons préciser que dans la partie N du Cristallin des Carpathes Orientales, en dehors de structures connues, orientées NW—SE, se trouvent des structures plus récentes, disposées SW—NE, presque perpendiculaires sur les structures anciennes, ce qui nous montre que l'édifice cristallin des Carpathes Orientales a été affecté par au moins deux phases de plissement et de métamorphisme.

En même temps nous pouvons affirmer qu'en dehors des mouvements mésocrétacés, à direction W—E, constatés au moyen des recherches antérieures qui ont été mené dans les Carpathes Orientales, le Cristallin sur les dépôts d'âge mésozoïque inférieur, se supersposent des mouvements plus récents, post-luthétiens, qui ont eu lieu dans la partie N du Cristallin des Carpathes Orientales.

BIBLIOGRAPHIE

1. ATANASIU, I.: Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului. An. Inst. Geol. Rom. vol. XIII. 1928.
2. IONESCU, C.: Cercetări geologice şi petrografice în reg. Ciocăneşti — Cîrlibaba — Iacobenii. Sub. tipar D.d.S.C. Geol. Rom. vol. XLVII. 1960.
3. DESSILA-CODARCEA, Marcela: Contribuţii la stratonomia şi tectonica şi sisturilor cristaline ale Carpaţilor Meridionali Centrali la W de Olt. Studii şi cercetări de geologie. Tom. VI. Acad. R.P.R. 1961.
4. DESSILA-CODARCEA, Marcela: Contribuţii la cunoaşterea structurii formaţiunilor metamorfice din regiunea Brezei-Călineşti-Robeşti. Acad. R.P.R. Tom. XII. 1962.
5. PAUL, K.: Grünzge der Geologie der Bukovina. Jahr. sn. d.k.k. Geol. R.A. Nr XXVI. 1876.
6. KRÄUTNER, Th.: Cercetări geologice în cuveta marginală mesozoică a Bucovinei. An. Inst. Geol. Rom. vol. 1934.
7. KRÄUTNER, Th.: Geologia regiunii cursului superior al Bistriţei Aurii, V. Tîbăului şi V. Cîrlibabei. D.d.S. vol. XV. 1927.
8. SAVUL, M.; IANOVICI, V.: Le chimisme des roches à manganèse du Cristallin des Carpathes Orientales et Méridionales de la Roumanie. Geochimica et. cosmochimica Acta (Report of Symposion of Geochemistry. Paris, 22—24 July 1957), XIV/1—2, p. 164. London.
9. SAVUL, M.; IANOVICI, V.: Chimismul şi originea rocilor cu mangan din cristalinul Bistriţei. Acad. R.P.R. Bul. Stiinţific (secţia Geol.-Geografie), II/1, p. 119—169. Bucureşti. 1957.
10. SAVUL, M.; MASTACAN, Gh.: Contribuţii la cunoaşterea gnaiselor porfiroide din Carpaţii Orientalii. Bul. Stiinţific Tom. IV. 1952.
11. SEMAKA, Alex.: Geologia regiunii Grădiniţa — Lunca Ilvei. D.d.S. Com. Geol. Rom. vol. XXXIV.
12. STANCIU, C., PELTZ, S.: Cercetări geologice în regiunea Păltinis-Drăgăioasa (M. Bistriţei). Sub tipar. D.d.S. Com. Geologic Rom. vol. XLVII.

PLANCHES

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

PLANCHE I

- Fig. 1. Gneiss porphyroïde à biotite du type Pietrosu. Nicols croisés, $\times 20$
- Fig. 2. Gneiss porphyroïde à biotite du type Pietrosu. Phénoblastes de quartz cata-clasé. Nicols croisés, $\times 20$
- Fig. 3. Gneiss porphyroïde à biotite du type Pietrosu. Nicols croisés, $\times 20$
- Fig. 4. Porphyroïde blanc-verdâtre. Nicols croisés, $\times 50$

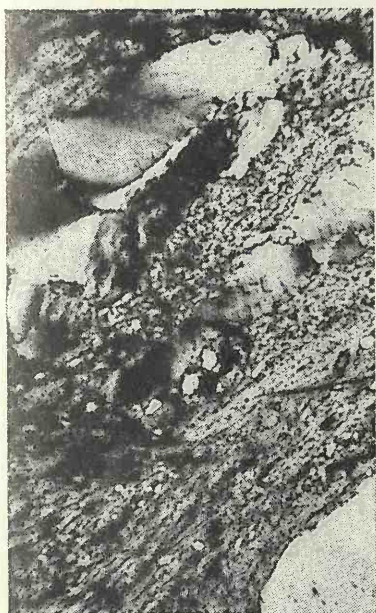


Fig. 1

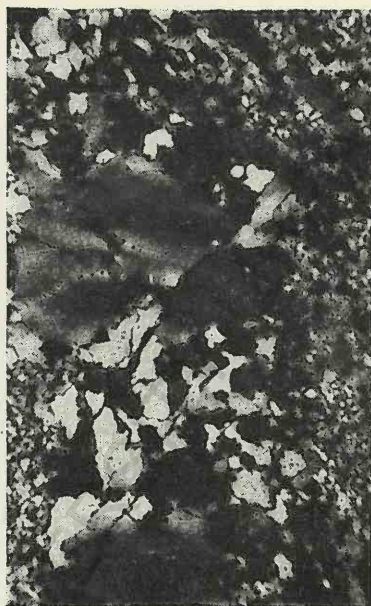


Fig. 2

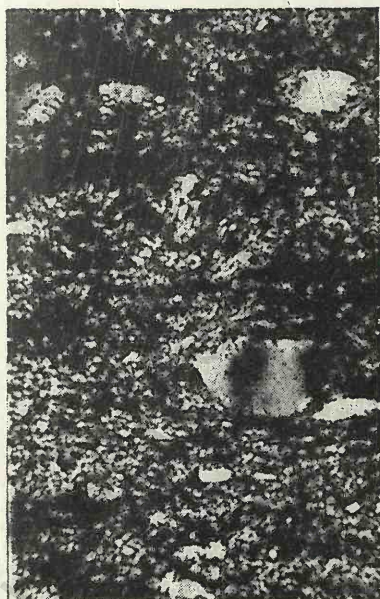


Fig. 3

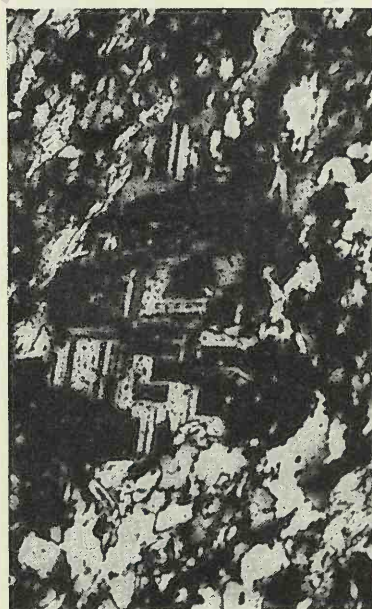


Fig. 4

PLANCHE II

- Fig. 1. Porphyroïde blanc-verdâtre. Nicols croisés, $\times 50$
Fig. 2. Gneiss porphyroïde à biotite du type Pietrosu. Phénoblaste de quartz cataclaté. Nicole croisés, $\times 20$
Fig. 3. Halleflinta. Au centre on observe un phénoblaste cataclaté et récimenté. Nicols croisés, $\times 50$
Fig. 4. Schiste à muscovite à biotite et à phénoblastes de feldspath. Nicols croisés, $\times 20$

BIBLIOTHECA DE GEOLOGIA-SOMPA-20

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



Fig. 1

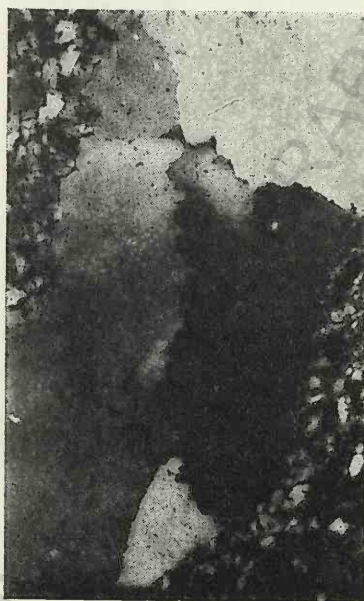


Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4

Corneliu IONESCU — Recherches géologiques concernant la région de la vallée de
Tibau — Cirlibaba — Cosna

PLANCHE III

Fig. 1. Schiste amphibolique. Actinote en gerbes. Nicols croisés, $\times 7$

Fig. 2. Amphibolite. Nicols croisés, $\times 50$

Fig. 3. Schiste amphibolique. Nicols parallèles, $\times 59$

Fig. 4. Schiste amphibolique. Nicols parallèles, $\times 50$





Fig. 1

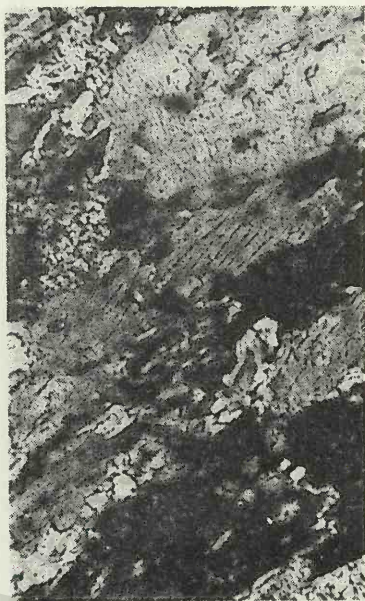


Fig. 2

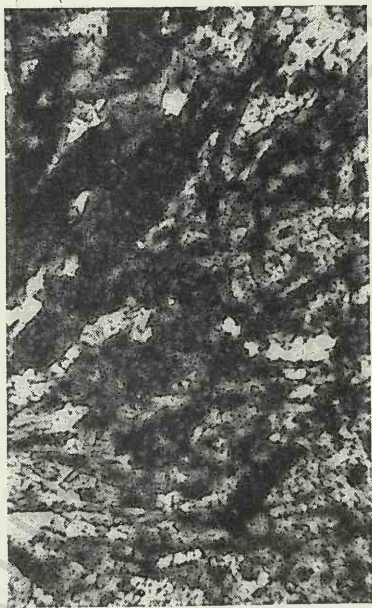


Fig. 3



Fig. 4

Corneliu IONESCU — Recherches géologiques concernant la région de la vallée de
Tibau — Cîrlibaba — Cosna

PLANCHE IV

- Fig. 1. Schiste chloriteux à muscovite avec phénoblaste de quartz et feldspath. Nicols croisés, $\times 20$
Fig. 2. Schiste chloriteux à muscovite et à porphyroblastes d'albite. Nicols croisés, $\times 20$
Fig. 3. Gneiss porphyroïde chloriteux du type Pietrosu. Nicols croisés, $\times 50$
Fig. 4. Porphyroïde blanc-verdâtre. Les phénoblastes de feldspath et de quartz cataclasés sont recimentés. Nicols croisés, $\times 20$



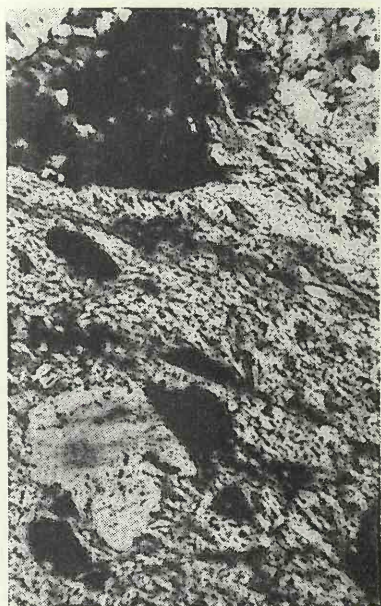


Fig. 1

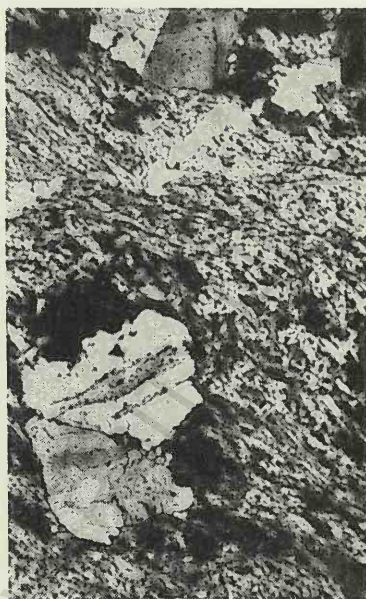


Fig. 2

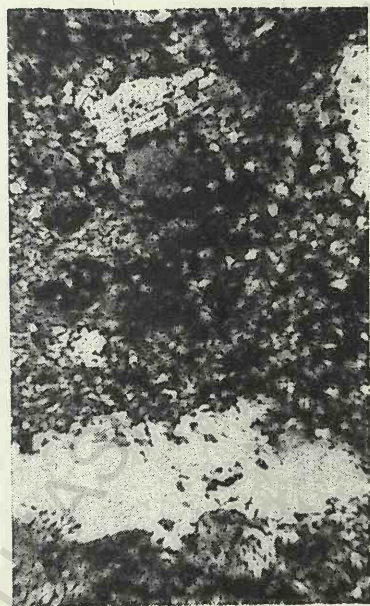


Fig. 3

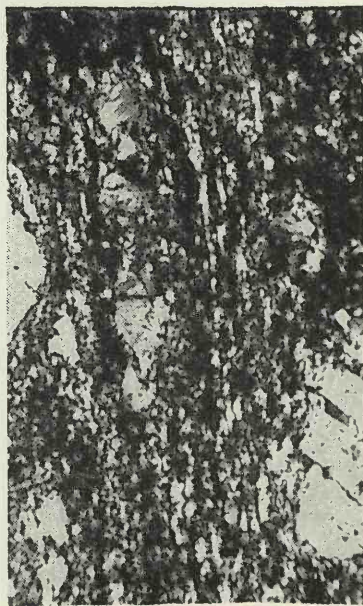


Fig. 4

Corneliu IONESCU — Recherches géologiques concernant la région de la vallée de
Tibau — Cirlibaba — Cosna

PLANCHE V

- Fig. 1. Camptonite. Nicols parallèles, $\times 20$
Fig. 2. Camptonite. Nicols parallèles, $\times 20$
Fig. 3. Camptonite. Nicols parallèles, $\times 20$
Fig. 4. Camptonite. Nicols parallèles, $\times 20$



BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

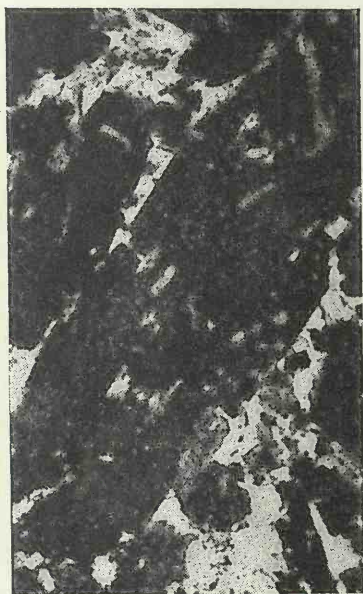


Fig. 1



Fig. 2

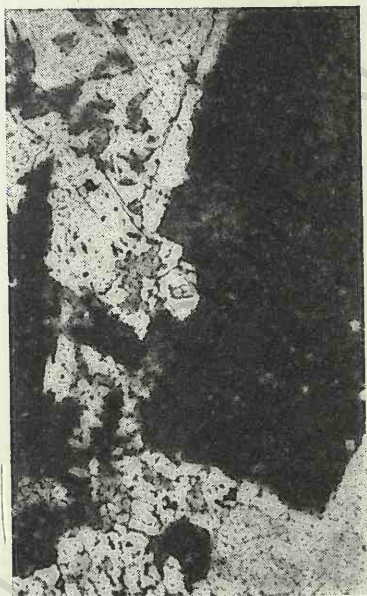


Fig. 3



Fig. 4

Corneliu IONESCU — Recherches géologiques concernant la région de la vallée de
Tibau — Cîrlibaba — Cosna

PLANCHE VI

- Fig. 1. Paragneiss à muscovite à biotite et à biotite transversé. Nicols croisés, $\times 125$
Fig. 2. Paragneiss à muscovite à biotite et à biotite transversé. Nicols croisés, $\times 50$
Fig. 3. Schiste chloriteux à muscovite et à porphyroblastes d'albite. Nicols croisés,
 $\times 20$
Fig. 4. Schiste chloriteux à muscovite, et à porphyroblastes d'albite. Nicols croisés,
 $\times 20$



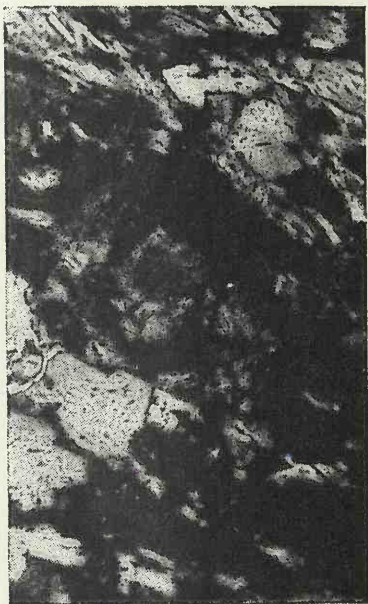


Fig. 1

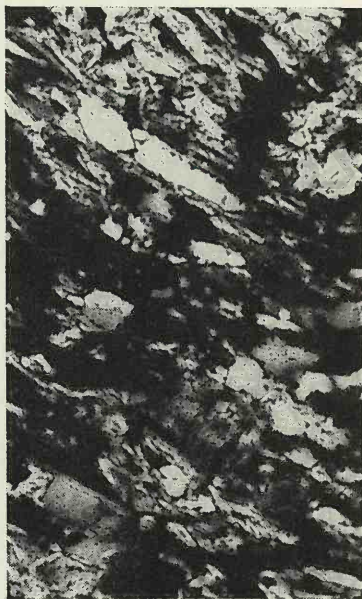


Fig. 2

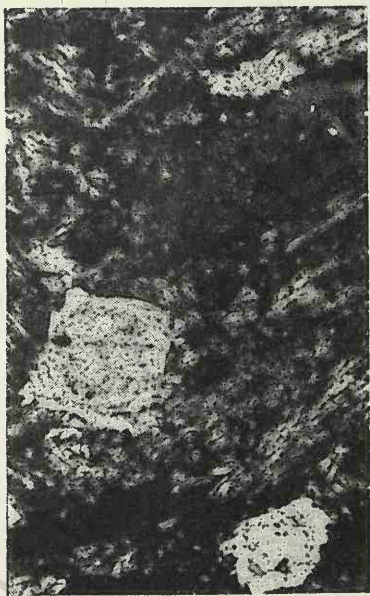


Fig. 3



Fig. 4

Corneliu IONESCU — Recherches géologiques concernant la région de la vallée de
Tibau — Cîrlibaba — Cosna

Ministerul de Educație și Cercetare

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DU MAGMATISME TERTIAIRE DES MONTS MÉTALLIFÈRES DE TRANSYLVANIE ET SES RELATIONS AVEC LA MINÉRALISATION

par

T. P. GHITULESCU et E. CIUCUREL

I. APERÇU GÉNÉRAL SUR L'ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DES MONTS MÉTALLIFÈRES

La province métallogénétique des Monts Métallifères occupe la partie centrale du géosynclinal de Mureş (L.v. Loczi, 18), mais son évolution géologique se différencie à partir du Tertiaire par la manifestation d'une intense activité magmatique de forme spéciale.

La fosse de Mureş a pris naissance vers la fin du Trias (18) ou même plus tôt (3) comme une zone de faible résistance entre les mâchoires constituées par les massifs cristallins des Carpathes méridionales au sud, et celui du Bihor, Muntele Mare, Gilău, au nord (10).

La zone d'effondrement occupait d'abord une surface plus limitée (zone axiale sur la planche I) où se développait, jusqu'à la fin du Dogger, un magmatisme initial qui a généré de puissantes effusions de roches basiques et neutres, à rares différenciations acides (22,7).

A partir du Malm, la fosse s'approfondit et s'élargit continuellement, en se remplissant de dépôts essentiellement récifères au Malm, vaseux détritiques au Valanginien — Hauterivien, flyschöide au Barrémien — Aptien. Pendant le Mésocrétacé, l'aire du géosynclinal s'élargit encore, les dépôts accentuent leur caractère de flysch (Wildflysch), tandis que les dépôts du Néocrétacé ont le caractère de molasse, indiquent la phase finale de l'orogène (2).

Les plissements correspondant aux phases autrichiennes et sous-hercyennes, ont été accompagnés d'effusions basiques à caractère ophyolithique, intercalées entre les dépôts barrémiens (3), aptiens (11), cénomaniens (3) et peut-être même néocrétacés (19). Ceci montre que les voussours magmatiques de la fosse de Mureş sont restés actifs, avec intermittence, pendant tout le Mésozoïque.

Les plissements laramiques, marquant une intensité notable, ont donné naissance à des plissements et accidents puissants, de directions axiales ou transversales (NW—SE). Si l'existence du Paléogène, dont on soupçonne la présence (13, 16), était prouvée d'une façon irréfutable, on pourrait affirmer également l'existence des plissements pyrénéens (10, 11). Ces plissements de la phase alpine ont été accompagnés d'appels du magma banatitique insinués dans les accidents syntectoniques ou plus anciens. La longue période de calme tectonique qui les a suivis, favorisait une différenciation magmatique accumulant l'énergie qui a généré, pendant le Néogène, quatre phases volcaniques. Celles-ci ont été accompagnées de mou-

vements épiro-génétiques et même peut-être d'échos de la phase de plissements saviques (10, 11).

Vers la fin du volcanisme néogène, pendant le Sarmatien ou même plus tard, de puissants phénomènes hydrothermaux ont généré les gisements aurifères bien connus de cette région.

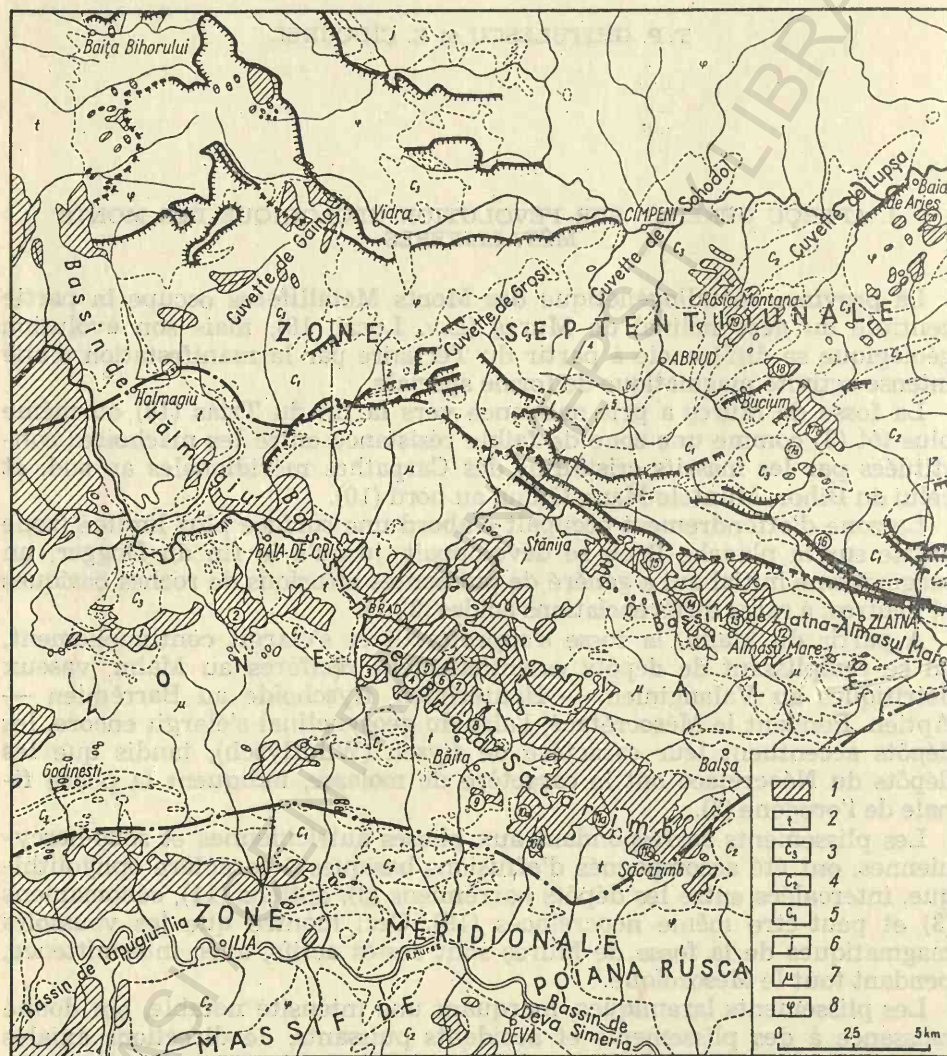


Fig. 1. Carte structurale des Monts Métallifères

1 — éruptif tertiaire, 2 — Tertiaire, 3 — Néocrétacé, 4 — Mésocrétacé, 5 — Eocrétacé, 6 — dépôts triasiques et jurassiques, 7 — complexe effusif antémalm, 8 — roches cristallophylliennes et paléozoïques

Centres miniers: 1. Birtin, 2. Caraci, 3. Dealul Fetii, 4. Musariu, 5. Brădișor, 6. Barza, 7. Valea Morii, 8. Cînel Măgura, 9. Băița-Craciunestii, 10a. Trestia-Toplita, 10b. Magura, 11a. Hondol, 11b. Sacarimb, 12. Breaza, 13. Hanes, 14. Neagra-Almas, 15. Stănița, 16. Valea Dosului, 17a. Botes, 17b. Corabia-Arama-Contu, 18. Bucium-Frasin, 19. Rosia Montana, 20. Baia de Arieș

II. RELATIONS ENTRE LA TECTONIQUE ET LE MAGMATISME TERTIAIRE

On distingue deux catégories de relations:

A. Des phénomènes de caractère syntectonique avec les plissements laramiques (éventuellement pyrénéens) par lesquels ont été créés les voussoirs magmatiques.

B. Des mouvements épirogénétiques, éventuellement de faibles mouvements tectoniques, accompagnant le volcanisme néogène.

Examinons ces relations.

A. Relations syntectoniques

Le volcanisme tertiaire de notre province a un caractère postorogénétique, de type banatitique.

Du point de vue tectonique, on distingue trois zones de caractères différents.

a) la **zone axiale** (voir la planche I) se caractérise par son fondement bien rigide, formé par les racines et les roches ignées du complexe effusif prémalm.

La mince couverture de dépôts mésozoïques a gardé les empreintes de plissements axiaux relativement faibles (direction E—W) et de plissements plus puissants (direction NW—SE).

Les effets de dislocation les plus puissants se sont manifestés sur le bord oriental du bloc (la direction NW—SE) ou se sont exercés de puissantes compressions et des déversements vers le NE, avec le chevauchement de lambeaux de calcaire jurassique sur des sédiments crétacés (inclusivement néocrétacés).

Il paraît que cette zone axiale s'est comportée pendant l'orogénèse alpine comme un massif rigide, soumis à des poussées du SW au NE et N, qui l'ont débité en compartiments et ont produit le déplacement des blocs respectifs. Ces mouvements ont été accompagnés d'effets plicatifs et d'intrusions de magmas granodioritiques et dioritiques, formant des batholithes et lacolithes, bien enfouis dans les profondeurs de la région.

On distingue plusieurs chaînes volcaniques:

1) La chaîne centrale entre Zlatna et Stănița parallèle à la bordure NW—SE, est constituée de volcans alignés sur la même direction,

2) la chaîne Brad-Săcărâmb a toujours une direction NW—SE, mais les alignements des voussoirs magmatiques ne respectent que partiellement cette direction.

Les prospections gravimétriques exécutées dernièrement (1,17) ont révélé que celles-ci s'alignent de préférence en direction E—W ou ENE—WSW. Nous mentionnons spécialement les intrusions de diorites tertiaires de Almașul Mic — Bunești et celles de granodiorites de Birtin dont le contour est allongé suivant cette direction.

b) la **zone septentrionale** est constituée par la série complète des sédiments mésozoïques reposant directement sur le fondement cristallin, étant donné que le complexe effusif prémalm n'apparaît que par endroits.

A des niveaux différents on rencontre des intercalations relativement faibles de roches ophylithiques, l'ensemble se comportant comme une

masse plastique formant de larges plis, alignés parallèlement à l'axe du géosynclinal.

La traînée la plus longue de volcans tertiaires se situe justement sur une zone anticlinale à noyau de roches cristallines allant de Baia de Arieș par Poienița et Geamăna, jusqu'à Conțu et Corabia. Un autre groupe comprenant les volcans de Roșia Montana, Rotunda, Poieni et Frasinul paraît être disposé sur une ligne de dislocations profondes (NW—SE) le reliant au groupe de Corabia, Vallea Pietrelor et peut-être à la masse intrusive qu'on soupçonne sous les gisements cynabrifères de Valea Dosului.

c) La zone méridionale située le long du Mureș, ayant un fondement cristallin, est faiblement plissée et disloquée en direction axiale ou ENE—OSO. Les éruptions volcaniques récentes se disposent suivant les dislocations et ont un caractère bien différent de celles de la province des Monts Métallifères.

En résumé, nous concevons les bassins du magmatisme tertiaire, comme des masses batholitiques ou lacolithiques, emplacements sur les zones de soulèvement, ou de profondes dislocations créées par l'orogénèse alpine ou réouvertes par celle-ci.

La zone axiale rigide, à dislocations largement développées, a été la plus favorisée, contenant plus de 75% de produits du volcanisme tertiaire. Les directions NW—SE, laramiques ou pyrénéennes, sont plus fréquentes, mais on remarque assez souvent des directions E—W et NE—SW, représentant des accidents tectoniques des phases anciennes, reprises ou réouvertes par l'orogénèse alpine.

La zone plastique septentrionale a été moins favorisée et ne contient qu'environ 25% de volcans tertiaires. La majorité de ceux-ci disposée sur une zone anticlinale axiale, à noyau rigide de roches cristallines.

B. Les mouvements épirogénétiques

La phase volcanique proprement dite s'est manifestée longtemps après celle syntectonique, pendant le Tortonien et le Sarmatien, par l'effet des forces explosives accumulées dans les coupoles et les crêtes des bassins à la suite de la différenciation magmatique.

Les premières manifestations du Néogène sont des effusions de roches d'âge Tortonien inférieur, bien différenciées, accompagnées à certains endroits par des dépôts continentaux.

Les mouvements importants de subsidence, associés à la transgression marine du Tortonien moyen qui a déposé plus de 300 mètres de sédiments, paraît correspondre à un calme magmatique presque parfait, vu que c'est seulement en deux endroits qu'on y a signalé de faibles intercalations de laves rhyolithiques (4).

La recrudescence de l'activité volcanique, extrêmement développée dans le Tortonien supérieur et le Sarmatien, est associée à des mouvements oscillatoires à tendance positive, à la régression de la mer et à l'instauration d'un régime lagunaire, saumâtre et continental.

Les plissements généralement faibles des sédiments tortoniens et les discordances géométriques observées dans la partie supérieure de ceux-ci (6) suggèrent la manifestation de certains mouvements tectoniques (11),

ce qui peut constituer une explication pour les changements intervenus dans les bassins magmatiques et qui ont déterminé le développement exceptionnel de la troisième phase.

Certains auteurs (16, 21) ont voulu voir dans la formation et le développement des bassins intramontagneux la même cause qui a généré le magmatisme néogène, pensant que les failles profondes délimitant ces bassins ont servi de voies d'accès au magma poussé vers la surface par la pression des compartiments en cours d'effondrement.

Les faits stratigraphiques tectoniques et pétrographiques récusent cette hypothèse.

La phase marine qui a généré le plus de sédiments correspond à un long calme magmatique, tandis que la phase volcanique la plus puissante, correspond à la régression marine et à un régime continental lacustre.

III. LES PHASES ET LES PRODUITS DU VOLCANISME TERTIAIRE

Le magmatisme tertiaire s'est manifesté par des intrusions, des effusions et des phénomènes hydrothermaux.

En dehors de la phase syntectonique décrite ci-dessus, on a identifié quatre phases volcaniques (11).

La première phase a eu lieu pendant le Tortonien inférieur et s'est manifestée de la manière suivante.

Dans la zone Brad — Săcărîmb de puissantes coulées de rhyolites, reposant directement sur le fondement mésozoïque, ce sont des roches calco-alcalines normales de type engadinite granitique. On mentionne aussi quelques appareils volcaniques à effusions d'andésite quartzifère et rhyolite.

Dans la zone Zlatna — Stănița, les coulées de laves rhyolitiques et andésitiques sont intercalées entre les sédiments de l'horizon des conglomérats de Fața Băii ou forment quelques appareils, apparaissant de dessous les sédiments du Tortonien moyen.

Dans la zone septentrionale on attribue à cette phase les roches rhyolitiques et dacitiques du bassin de Roșia Montana.

A cette phase survient un long calme magmatique correspondant à la sédimentation de quelques trois cents mètres de dépôts marins du Tortonien moyen exempts de produits volcaniques, à quelques petites exceptions près (4).

La seconde phase commence simultanément au Tortonien supérieur par une éruption de cinérites dacitiques qui constituent, surtout dans la zone — Săcărîmb, un horizon indicateur.

Cette phase a produit surtout des magmas granodioritiques, mais dans la zone Zlatna — Stănița on signale une différenciation plus complexe produisant également des andésites et des rhyodacites (4, 6).

En dehors de quelques appareils volcaniques de type stratovolcan la majeure partie des produits de cette phase sont intercalés entre des sédiments indiquant un régime de transition de la phase marine vers un régime lagunaire.

Par endroits, des phénomènes de subsidence ont fait que l'épaisseur des dépôts terrigènes et volcaniques atteint 200 à 300 mètres.

La troisième phase est la plus importante tant par le volume considérable de roches ignées et de roches pyroclastiques qu'elle a produit, que par son extension territoriale dans toute la province.

Dans la zone Brad — Săcărîmb on a pu séparer trois sous-phases, à savoir:

- la série des andésites de Lacu, dont l'âge est Tortonien supérieur,
- la série des andésites quartzifères de Barza à laquelle appartiennent la majeure partie des volcans andésitiques de la province et qui ont produit des roches calco-alcalines normales, par endroits peralumineuses, quartz-dioritiques, pélééitiques ou tonalitiques. Auparavant on a séparé (11) de cette série le groupe des andésites quartzifères de Săcărîmb et Porcura, plus riches en quartz et biotite, mais les analyses chimiques ont montré que les magmas respectifs sont similaires à ceux de la série principale. L'âge de cette série, identifiée dans la partie méridionale de cette zone, est Volhynien inférieur,

- la série des dacites de Cetraș forme une chaîne de direction NW—SE.

Dans la zone de Stănița — Zlatna, on a pu reconnaître seulement les correspondants des deux premières séries, tandis que dans la zone septentrionale, on a identifié par parallélisme, les deux dernières.

Pendant la troisième phase, surtout vers la fin de la sous-phase de Barza, des manifestations hydrothermales ont eu lieu dans les auréoles des structures volcaniques enracinées (cheminées, necks, corps sous-volcaniques) qui ont affecté les roches de ces dernières ainsi que celles du fondement environnant.

Ces manifestations ont donné naissance, par endroits, à des gisements métallifères, essentiellement aurifères.

La quatrième phase représente la dernière manifestation du volcanisme néogène et se caractérise par des effusions d'andésites basaltoides ou de basaltes, dont les roches sont à l'état frais.

Cette phase a été reconnue dans la zone de Brad — Săcărîmb mais elle est mieux développée dans la zone septentrionale, où à la base des cinérites andésitiques on rencontre par endroits des placers fossiles aurifères, indiquant d'une façon tranchante l'âge des gisements aurifères de la région (12).

Nous attribuons à cette phase les andésites basaltoides et les basaltes apparaissant dans la zone méridionale sur des dislocations axiales.

En conclusion, le volcanisme néogène a eu un développement large et complet dans la zone Brad — Săcărîmb où la séparation de ces quatre phases ne laisse aucun doute.

Dans la zone Zlatna — Stănița la fin de la troisième phase (dacites de Cetraș) et les roches de la quatrième phase manquent, indiquant une plus courte durée du volcanisme. L'évolution de celui-ci n'est pas identique dans les deux zones, mais on remarque une même marche générale et la similitude des roches produites.

La séparation des phases dans la zone septentrionale soulève des difficultés à cause de l'absence de sédiments et d'arguments paléontologiques, la seule base étant l'ordre de succession des éruptions, qui reproduit d'une manière surprenante par sa fidélité, l'ordre de succession de la zone

Brad — Săcărimb, en dépit de notables différences entre les conditions géologiques et même la composition chimique du magma initial.

Ce magma a été de type banatitique ayant une composition quartz — dioritique ou granodioritique. Il était riche en calcium et relativement pauvre en alcalis. Contaminé par l'assimilation de certaines parties du fondement, il est devenu, par endroits, riche en aluminium et a généré assez souvent des roches paralumineuses.

L'étude systématique des phénomènes de la différenciation magmatique de la région est entravée par les phénomènes d'altération hydrothermale, très répandus et assez souvent d'une intensité excessive.

Il en est resté peu de massifs à l'état normal, et surtout loin des centres de minéralisation, où l'étude présente un moindre intérêt. Nous avons essayé d'utiliser une soixantaine d'analyses chimiques des roches de différentes zones et phases, recueillies de diverses études (11, 23) et rapports inédits (6) pour représenter les caractères chimiques de celles-ci. Nous avons calculé les indices Niggli même pour quelques roches faiblement altérées, ce qui introduit une certaine erreur, sans toutefois changer leur valeur d'une façon notable.

Les roches les plus répandues sont les andésites quartzifères; suivent en ordre quantitatif les andésites normales, les dacites et les rhyolites. A l'exception de quelques roches très riches en potasse, cet oxyde est en général peu abondant et la moyenne partie des andésites sont du type péléitique. Nous faisons cette remarque aussi pour les roches appelées dacites, habituellement riches en CaO, dont le feldspath est un plagioclase du type andésine et même andésine — labrador.

Les diagrammes représentés dans la planche VIII indiquent la grande similitude des roches de toutes les zones occupant une même position dans le triangle Q.L.M. Ce sont des roches calco-alcalines, saturées à l'exception du basalte de la zone méridionale.

IV. LES STRUCTURES ÉRUPTIVES TERTIAIRES DANS LES CENTRES DE MINÉRALISATION

Les principaux types de structure créés par le magmatisme tertiaire reconnus dans les centres miniers actifs sont:

a) massif intrusifs granodioritiques ou dioritiques à dimensions relativement réduites, comme par exemple ceux de Birtin et Almaşul Mic — Buneşti. Des filons relativement minces et de faible continuité ont des directions parallèles aux axes longs des massifs (E—W ou NE—SN). La minéralisation est plus riche en sulfures métallifères simples, mais la teneur en or est plus réduite.

b) Appareils volcaniques avec des cheminées cratères, necks et formation extra-cratérielles, plus ou moins bien conservés, dont quelques uns sont des types classiques de stratovolcans.

Certains de ces appareils présentent un neck de larges dimensions, remplissant presque complètement, par ses roches compactes, la cheminée et la cratère. D'autres sont des formes plus compliquées comme par exemple la structure de Sacarimb, où M. v. Palfy (21) a reconnu cinq necks qui traversent un cratère de forme irrégulière, englobant des blocs

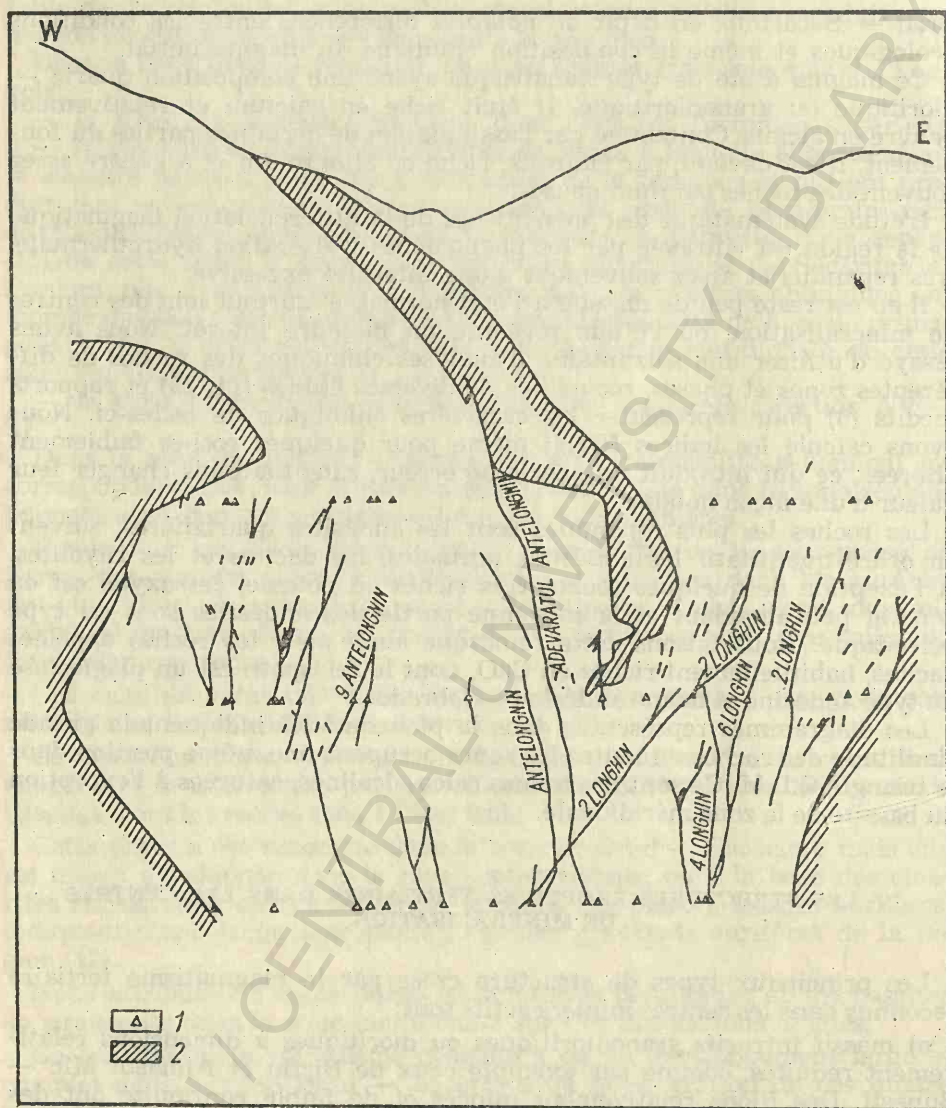


Fig. 2. Coupe transversale par le gisement de Sacarimb

1 — cratère andésitique de la III-ème phase volcanique, 2 — sédiments néogènes

du fondement sédimentaire pris dans la masse de remplissage brechiforme. La planche II représente une image simplifiée de cette structure.

Parmi les appareils compliqués citons le volcan Corabia — Arama — Conți, qui a servi à des effusions de dacites et d'andésites, phénomène de persistance, assez répandu, d'un même appareil pendant plusieurs phases.

Sur les emplacements de grands appareils, des phénomènes de subsi-

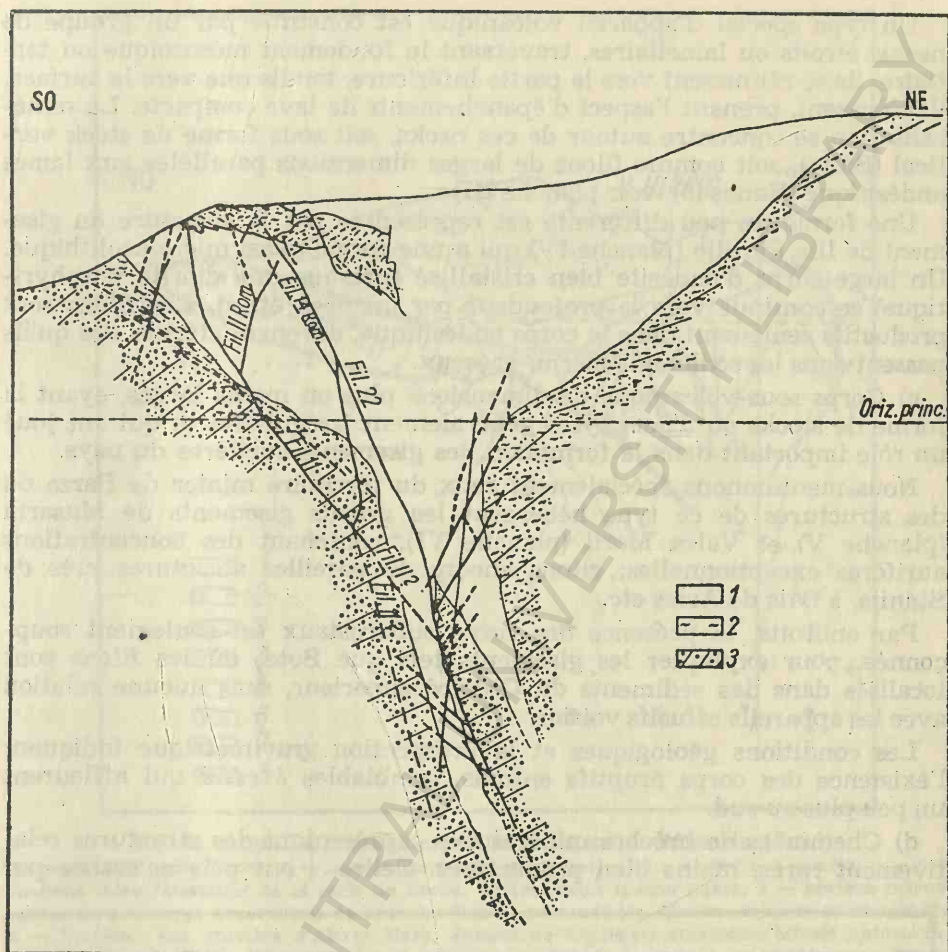


Fig. 3. Coupe géologique transversale par le gisement de Hanes

Sarmation: 1 — andésite de la III-ème phase, Torton. sup.; 2 — horizon marnogréseux, Torton. inf. 3 — horizon des conglomérats de Fata Băil

dence locale ont été provoqués par le déplacement et la contraction des magmas des voussoirs.

Mentionnons l'exemple de Roşia—Montana où le bassin d'effondrement ayant une superficie de 5 km² environ, a été couvert par des laves rhyolitiques et traversé par des necks et des cheminées remplis de mêmes roches. Cette structure représente le plus riche gisement d'or de la province et un des plus notables du monde.

Dans toutes les structures de la province, les centres de grands necks sont stériles ou pauvres, la majorité des filons productifs se distribuant à leur périphérie.

On remarque souvent la convergence des fractures filoniennes vers la périphérie des necks, bien qu'on connaisse quelques exceptions.

Un type spécial d'appareil volcanique est constitué par un groupe de necks, étroits ou lamellaires, traversant le fondement mésozoïque ou tertiaire; ils se réunissent vers la partie inférieure, tandis que vers la surface, ils s'évasent, prenant l'aspect d'épanchements de lave compacte. La minéralisation se concentre autour de ces necks, soit sous forme de stock vertical (Băița), soit comme filons de larges dimensions parallèles aux lames andésitique (Haneș (5), voir planche III).

Une forme un peu différente est représentée par la structure du gisement de Ilie Pintilie (planche IV) qui a une forme quasi microlacolithique. Un large corps d'andésite bien cristallisé (presque une diorite porphyritique) se continue vers la profondeur par un neck étroit. Les filons sont productifs seulement dans le corps andésitique, devenant stériles dès qu'ils passent dans les sédiments marno-gréseux.

c) Corps sous-volcanique de dimensions plus ou moins larges, ayant la forme de stocks ou d'apophyses généralement irrégulières et qui ont joué un rôle important dans la formation des gisements aurifères du pays.

Nous mentionnons spécialement ceux du territoire minier de Barza où des structures de ce type hébergent les grands gisements de Musariu (planche V) et Valea Morii (planche VI), contenant des concentrations aurifères exceptionnelles; citons encore de pareilles structures près de Stânița, à Baia de Arieș etc.

Par endroits, la présence des corps subcrustaux est seulement soupçonnée, pour expliquer les gisements tels que Boteș où les filons sont localisés dans des sédiments du Crétacé supérieur, sans aucune relation avec les appareils effusifs voisins.

Les conditions géologiques et la prospection gravimétrique indiquent l'existence des corps éruptifs enfouis, semblables à ceux qui affleurent un peu plus au sud.

d) Cheminées de brèches minéralisées représentant des structures relativement rares, mais bien productives. Celles-ci ont pris naissance par

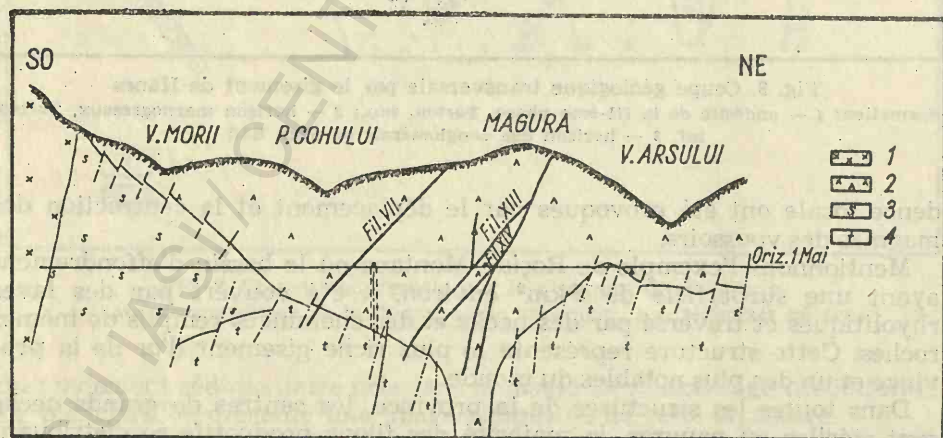


Fig. 4. Coupe transversale par le gisement de Ilie Pintilie—Valea Morii—Brad Sarmatian: 1 — Culot andésitique de Barza, 2 — corps andésitiques de Măgura, 3 — formations pyroclastiques, Tortonien sup.: 4 — horizon marno-gréseux

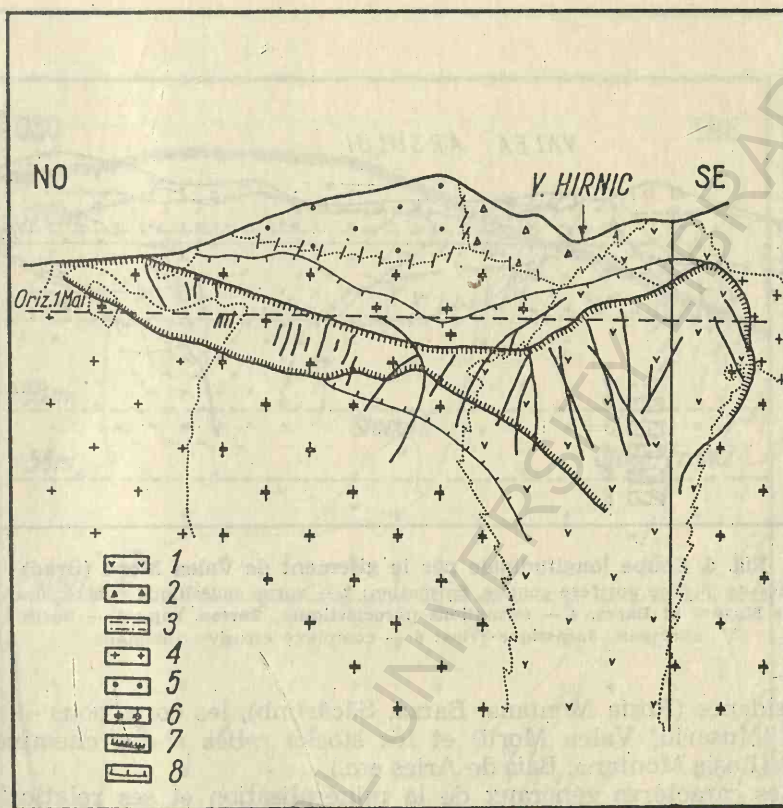


Fig. 5. Coupe longitudinale par le gisement de Musariu (Brad)

Sarmatien: III-ème phase, 1 — corps subcroustal de Musariu Nou, andésite à quartz, 2 — formations intracrateriales de la série de Barza, Torton. sup.: II-ème phase, 3 — horizon marno-gréseux, 4 — corps soucroustal de Musariu Vechi, dacoandésite, Torton. moyen: II-ème phase, 5 — horizon des gravières d'Almas Mare, Jurassique-Triasique: complexe effusif antémalm.: melaphyres, porphyres, diabases, etc., 6 — limites certes de la zone à or visible, 7 — limites hypothétiques

des phénomènes explosifs ou par des mouvements de piston des bouchons de lave, ou enfin par des mouvements des apophyses des corps sous-volcaniques.

Un type spécial est celui des stocks aurifères de Baia de Aries (planche VII), reposant sur la partie dorsale de quelques cheminées de brèche (24).

Les plus riches gisements de cette catégorie sont les cheminées de Roşia — Montana, dont la masse de remplissage a souffert une silicification intense.

Mentionnons enfin les stocks de Stănişia (Vilanela), de Porcuro et de Caraci.

En résumé, la minéralisation est cantonnée autour, et dans des structures volcaniques enracinées. Parmi celles-ci, les plus productives sont les grands volcans dont les aires cratérielles ont subi des phénomènes

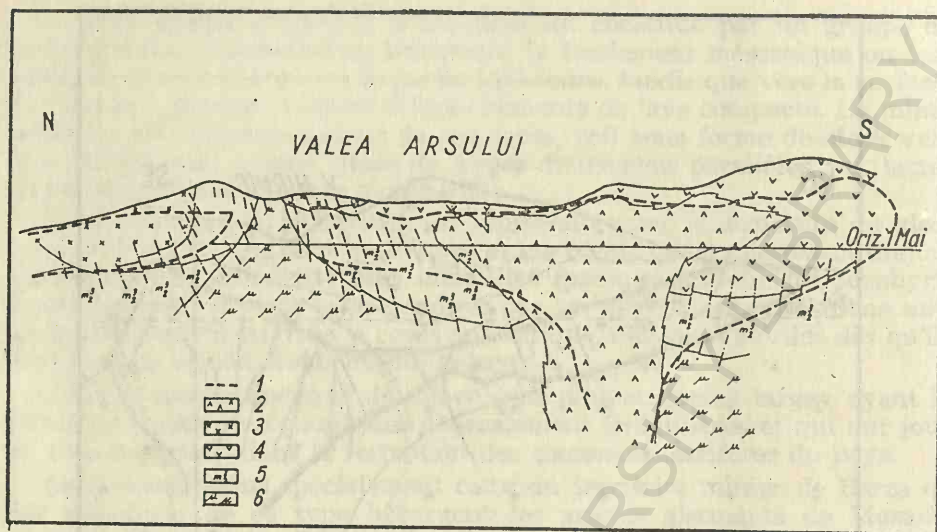


Fig. 6. Coupe longitudinale par le gisement de Valea Morii (Brad)
 1 — limites de la zone aurifère connue, Sarmatien; 2 — corps andésitique subcroustal, 3 — andésites de Magura et Barza, 4 — formations pyroclastiques, Torton. sup.; 5 — horizon marno-agréseux, Jurassique-Trias; 6 — complexé effusive antémalm

de subsidence (Roșia Montana, Barza, Săcărîmb), les corps sous — volcaniques (Musariu, Valea Morii) et les stocks reliés à des cheminées de brèches (Roșia Montana, Baia de Arieș etc.).

V. Les caractères généraux de la minéralisation et ses relations avec la structure du volcanisme tertiaire.

Les gisements métallifères de cette province, sont indubitablement liés au magmatisme tertiaire; aucun fait ou hypothèse contemporaine ne le mettent en doute.

Tous les gisements connus se relient à des structures du volcanisme tertiaire sauf les imprégnations cynabrifères de Valea Dosului, où l'on n'a pas encore vérifié la présence des masses éruptives tertiaires qu'on soupçonne en profondeur.

En dépit des différences substantielles, entre les structures géologiques de différentes zones, on constate une unité remarquable en ce qui concerne l'évolution du magmatisme tertiaire, les roches et les gisements produits par celui-ci dans toute l'étendue de la province.

Tous les gisements sont d'origine hydrothermale.

On a souvent considéré ces gisements comme classiques pour le type épithermal.

Les études en détail ont révélé une distribution zonale de la minéralisation autour des vousoirs magmatiques qui l'ont générée (25, 26) ainsi que la présence des niveaux lepto-, méso- et même xeno-thermaux.

En dehors des minéralisations bien connues, à grandes proportions de nids d'or natif et de tellures aurifères, on constate par endroits des minéralisations un peu plus riches en sulfures communes.

A des niveaux métallogénétiques plus profonds, apparaît le mispickel

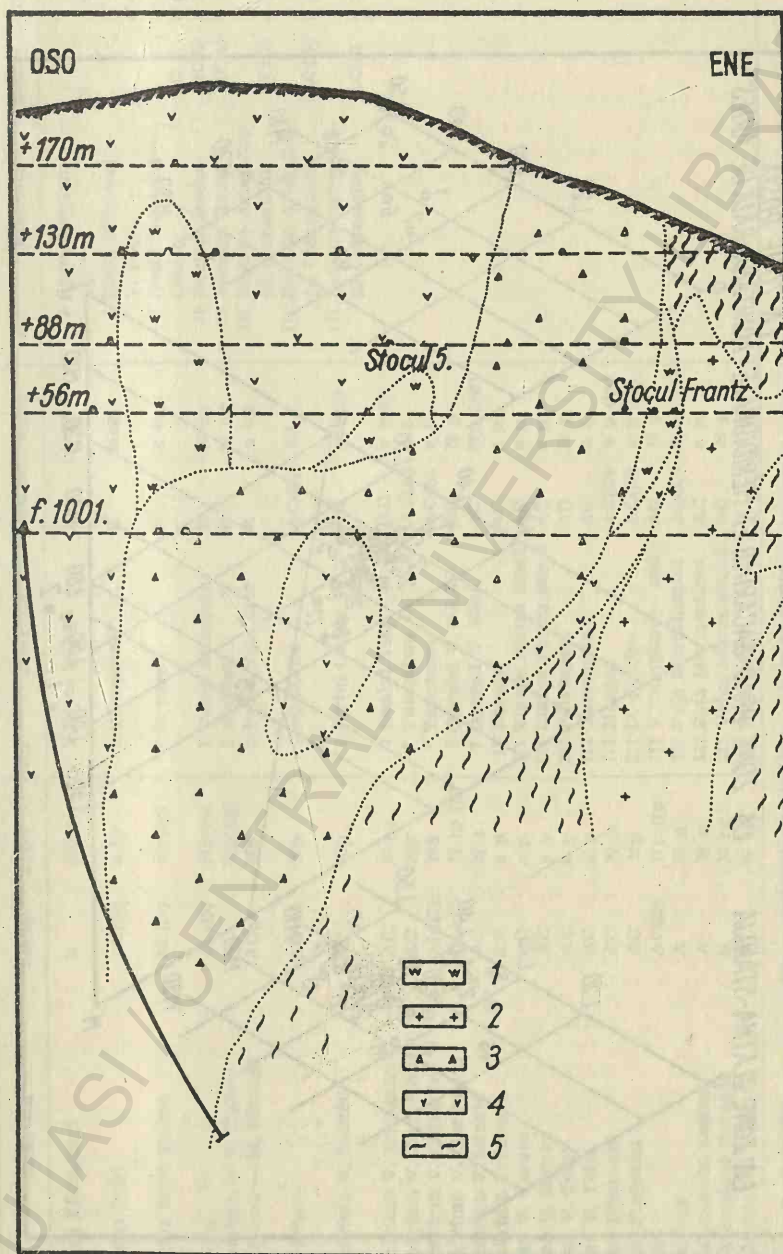


Fig. 7. Coupe géologique par la partie nord-est du gisement de Baia de Aries

1 — stocks aurifères type Baia de Aries, 2 — corps subcroustal de l'andésite de Malai, 3 — cheminée de brèches volcaniques, 4 — culot andésitique d'Afinis, 5 — roches cristallophylliennes

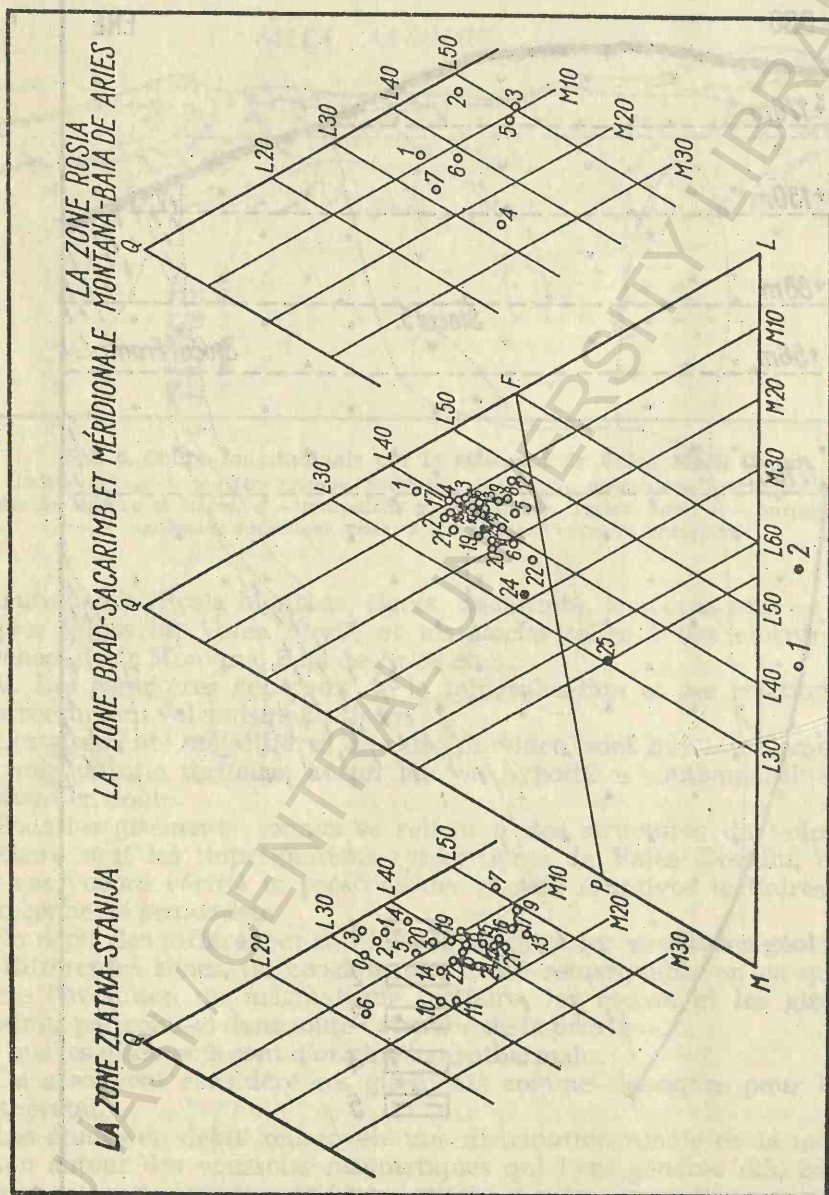


Fig. 8. Diagrammes QLM des roches volcaniques des Monts Métallifères
1 — zone Brad-Sacarimb, 2 — zone meridionale

Explications pour la planche VIII

No. sur la plan- che	Zone Arad-Săcărlimb et Méridionale				Zone Zlatna-Stanija				Zone Rosia Montana — Baia de Arles			
	Ph	Endroits	Roche	Type	Ph	Endroits	Roche	Type	Ph	Endroits	Roche	Type
1	I	Valea Făragului	R	Nleg	I	Valea Lungă	R	Nag	I	Rosia Montana — Cîrnic	R	a eg
2	II	Dealul Feti	AC(D)	a lp	I	Trimpotele	R	Neg	I	Rosia Montana — V. Roșie	R	a ag
3	II	Draica Mine Emma	AC(D)	Np(lp)	I	Breaza	R	a eg	I	Rosia Montana — Cîrnic	TG	a gs
4	II	Draica	AC(D)	Np(lp)	I	Valea Almașului	R	N eg	II	Bucium Rodu	A(CA)	a t
5	III	Săcărlimb — V. Hăltau	AC	Np(gp)	I	Almășel	R	N ad	II	Bucium Rodu	A(CA)	a t
6	III	Săcărlimb — M. Niculae	AC	Np	I	Valea Tiganilor	R	a op	III	Baia de Arșe-Col- ții Cioranului	AC(D)	a lp(qd)
7	III	Săcărlimb	AC	Np	I	Nădăjdia	AC(D)	Nf	III	Baia de Arșe-Col- ții Cioranului	AC(D)	a lt(t)
8	III	Săcărlimb V. Sarcău	AC	Np	I	Pîrlu Ordaș	AC	ap(qd)	III	Baia de Arșe-Col- ții Cioranului	AC(d)	a t
9	III	Săcărlimb V. Zuckerhut	AC	Nqd	I	Dealul Tieș	AC	a mqd				
10	III	Săcărlimb V. Zuckerhut	AC	Np	? Tutumanu	AC(A)	a t					
11	III	Săcărlimb V. Calvaria	A(AC)	Nd	? Tutumanu	AC(A)	a t					
12	III	Săcărlimb V. Gurgulata	D(AC)	N lp (p)	? Oprești V. Mică	AC	N p					
13	III	Săcărlimb Frăsinata	AC	N t	? Oprești V. Mică	AC	Np (qd)					
14	III	Săcărlimb Frăsinata	AC	a p	II Breaza	AC	a p					
15	III	Brad V. Curatu	AC	a p	III Zlatna Piatra Morii	AC	a p					
16	III	Brad V. Hirnic	AC	a p	III Zlatna Piatra Morii	AC	a p					
17	III	Brad V. Teiul	AC	a p	III Pătrîngeni	AC	N p					
18	III	Brad V. Teiul	AC	a p	III Tutumanu	AC	a t					
19	III	Brad Pietroasa	AC	N p	III Neagra	AC(D)	a p (lp)					
20	III	Brad Pietrosul	AC	Np	III D. Costușu	AC(D)	a p (lp)					
21	III	Duba	AC(D)	Np (lp)	III V.Ciungilor — sud	AC	N p					
22	IV	Zimbrîja	A	N d	III Fața Mormîntului	A(AC)	a o					
23	IV	V. Mureșului Lesnic	A	N p	III Fața Mormîntului	AC	a p					
24	IV	V. Mureșului Herepea	B	N eg	III Valea Mormîntului	AC	N p					
25	IV	V. Mureșului Făgetel	B	N eg	I Pătrîngeni	R	a eg					

R = rhyolithe
 N = normal
 op = opdalitique
 t = tonalitique
 cg = c gabbroïque

D = dacite
 a = peralumineuse
 f = farsunditique
 p = péletique

AC = andésite quartzifère
 1 = leucogranitique
 gs = granosénitique
 gd = quartzdioritique

A = andésite
 eg = engadinite granitique
 Ph = phases volcaniques
 mgd = melasquartzdioritique

ag = aphte granitique
 lt = leucotonalitique
 d = dloritique

ad = adaméltique
 lp = leucopéletique
 o = orhittique

aurifère (Baia de Arieș, Musariu) et par endroits la molybdénite même. On est en droit de se demander si les structures batholithiques et lacolithiques enfouies dans la profondeur du territoire ne portent pas de minéralisations de types métallogénétiques différents de ceux connus près de la surface.

Nulle part les travaux miniers ne sont descendus à plus de 500 m sous la surface actuelle.

Certaines observations conduisent à l'idée de l'appauvrissement et de la disparition vers la profondeur des minéralisations utiles reliées à des structures éruptives.

Une connaissance plus approfondie de l'ensemble des phénomènes magmatiques conduira vers une juste solution du problème et mettra sur la voie du succès l'exploration de la profondeur de cette région, une des plus intéressantes du monde.

BIBLIOGRAPHIE

1. AIRINI, S.: Prospeccțiuni gravimetrice și magnetice în Munții Metaliferi. Arhiva Com. Geologic. 1960.
2. BLEAHU, M.; BORDEA, S.; LUPU, M.; LUPU, D.; MANTEA, G.; SBEREA, M.: Prospeccțiuni geologice în reg. Abrud. — Zlatna — Almașul Mare. Arhiva Com. Geologic. 1960.
3. BORCOS, M.; MANTEA, G.; GHEORGHITA, I.: Relații stratigrafice și tectonice între formațiunile sedimentare mezozoice și complexul rocilor efuzive bazice mezozoice, cu privire specială asupra Munților Metaliferi. D.S. Com. Geologic. 1962.
4. BORCOS, M.; MANTEA, G.: Vîrsta formațiunilor neogene din bazinul Zlatna — Almașul Mare (Munții Metaliferi). D.S. Com. Geologic. 1962.
5. BORCOS, M.; GHEORGHITA, I.; BOSTINESCU, S.; MATIES, P.: Considerațiuni asupra unor erupțiuni neogene, lineare și structura aparatului vulcanic Haneș. Bul. Acad. R.P.R. 1962.
6. BORCOS, M.; GHEORGHITA, I.; ROMANESCU, O.; TEODORU, L.: Raport geologic asupra lucrărilor de prospectare din regiunea Almaș—Stănița. Arhiva Com. Geologic. 1962.
7. CIOFLICA, S.: Studiul geologic și petrografic al eruptivului din reg. Căzănești Ciungani. Univ. I. Parhon. 1958.
8. COSMA, St.; TABACU, M.; BERBELEAC, I.; IONESCU, O.: Raport geologic asupra prospeccțiunilor din reg. Porcurea — Almașul Mic Poiana. Arhiva Com. Geologic. 1962.
9. DIMITRESCU, R.: Magmatism, tectonică și metalogeneză în Carpații Romîni. Rev. Minelor Nr. 3. 1959.
10. GHITULESCU, T. P.; SOCOLESCU, M.: Etude Géologique et Minière des Monts Métallifères. An. Inst. Géol. de Roum. Vol. XXI. 1941.
11. GHITULESCU, T. P.; SOCOLESCU, M.: Relation entre la tectonique et la métallogénèse dans le quadrilatère aurifère des Monts Apuseni (Roumanie). Congr. inter. des mines. Paris. 1935.
12. GHITULESCU, T. P.; SOCOLESCU, M.: Les gisements sédimentaires d'or d'âge tertiaire des Monts Apuseni. C.R. Inst. Géol. Roum. XXIV. 1935.
13. GERMAN, J.: Tectonique de la région comprise entre les vallées Valea Stremțului et Valea Ampoiului. C.R. Acad. Sc. de Roum. Tome II No 5. 1938.
14. ILIE, M.: Problèmes tectoniques dans les Monts Apuseni (Roumanie). C.R.Ac.Sc. Roum. Vol. II No 2. 1938.
15. ILIE, M.: Structura geologică a depresiunii Abdrud. An. Com. Geologic. Vol. XXV. 1953.
16. ILIE, M.: Munții Apuseni. Ed. Tehnică București. 1957.
17. JUSTIN, Andrei: Prospeccțiuni gravimetrice și magnetice în M-ții Metaliferi. Arhiva Com. Geologic. 1962.

18. LOCZY, L. V.: Einige Betrachtungen über den geol. Aufbau der Geosynklinalen des siebenbürgischen Erzgebirges. Földt. Közl. XLVIII. 1918.
19. LUPU, M.; LUPU, D.; BORDEA, S.; MANTEA, G.; ANTONESCU, E.: Raport asupra cercetărilor geologice pentru harta 1:100.000 foia Brad. Arhiva Com. Geologic. 1959.
20. MANTEA, G.; ANTONESCU, E.; BALS, S.; BORDEA, S.; DAN, I.; TOMESCU, C.; CORNEA, C.; ODOBESCU, T.; PURICEL, R.: Raport geologic de prospecțiuni pentru minereuri aurifere și neferoase în Munții Metaliferi. Arhiv. Com. Geol. 1961.
21. PALFY, M.: Die geolog. Verhältnisse des Goldvorkommens im siebenbürgischen Erzgebirge. Budapest. 1912.
22. PAPIU, C. V.: Cercetări geologice în masivul Drocii. Munții Apuseni. Bul. St. al Sec. II. 1953.
23. RADULESCU, D.: Contribuțiuni la cunoașterea caracterelor chimice a le rocilor vulcanice de la interiorul Arcului Carpat. Ac. R.P.R. Tomul VI. 1961.
24. GHITULESCU, T. P.; SPRINCEANU, M.: Contribuțiuni la studiul pății de nord a zăcămintului Baia de Arieș. Arhiva Trust Aur Bra. 1960.
25. GHITULESCU, T. P.: Distribution de la minéralisation dans les gisements d'âge tertiaire de Trans. Bul. Soc. Rom. Geol. Vol. II. Bucuresti. 1934.
26. GHITULESCU, T. P.; GIUSCA, D.: Contribution à l'étude de la minéralisation des gisements de Bucium Ac. Roum. Bull. Sect. Sc. XX. 1938.

Matériaux présentés au VI^e Congrès
de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE L'ÉRUPTIF NÉOGÈNE DE LA RÉGION CĂMÎRZANA-BIXAD (MONTS DE L'OAS)

par

Ion GHEORGHÎȚĂ, Radu JUDE, Lucian TEODORU

INTRODUCTION

La région qui fait l'objet de notre travail est située à l'extrémité NW du territoire de la République Populaire Roumaine, à la frontière avec l'Union Soviétique. Elle est connue comme l'unité géographique du nom de Tara Oaşului, et, du point de vue administratif, fait partie de la Région Maramureş.

Au nord et au nord-est la région est délimitée par la frontière avec l'Union Soviétique; à l'ouest — par le faite d'eaux entre les vallées Turţului et Mare. Au sud la ligne qui unit les localités Cămîrzana—Bixad—Moişeni, sépare la région éruptive considérée des terrains sédimentaires du bassin de Negreşti. A l'est cette région s'étend jusqu'au méridien de Moişeni.

Le présent travail comprend une série de données résultant des recherches géologiques de prospection effectuées en 1959 et 1961 (2, 3, 5).

Le relief, propre aux régions volcaniques est caractérisé par des collines de forme conique ou bien allongée, qui dominent les zones dépressionnaires occupées par les formations sédimentaires. Les principales hauteurs allant du NW au SE, sont les suivantes: Holmul Mare (692 m), Grohotişul, Cetăţuia (547 m), Ceasloşul (606 m), Geamană Mare (649 m), Dealul Bîrleşti (641 m), Piatra Vişcului (916 m), Piatra Bixadului (828 m), et le sommet de Tigăneşti.

Les vallées principales sont orientées N—S: la Vallée Mare, la Vallée de Tîrşolţ et la Vallée des Custuri — étant tributaires de la Vallée de Bixad (Ruisseau Rău).

APERÇU HISTORIQUE DES RECHERCHES

Les premiers travaux géologiques concernant la région Tara Oaşului se rapportent plutôt à ses richesses minières. Ainsi nous pouvons citer Fr. Ritter v. Hauner, Fr. Foeterle, Szellemy Geza, M. Palfy, Roth Telegd, H. Böke, P. Rozloznik etc.

Vitalis Istvan sépare dans les formations sédimentaires le Méditerranéen supérieur, le Sarmatien et le Pannonien. Selon cet auteur, les éruptions ont commencé au Méditerranéen supérieur et ont continué pendant le Sarmatien.

Szalay Tibor, dans son travail „La Géologie des Carpathes du NE”

(1947) attribue au Sarmatien les roches sédimentaires du bassin de l'Oaş, et au Pannonien — les éruptions andésitiques.

Parmi les travaux plus récents nous devons mentionner en premier lieu le travail du Prof. M. Paucă (7, 8), selon lequel les formations sédimentaires du bassin de l'Oaş sont d'âge sarmatien, pontien et quaternaire.

Les éruptions dans cette région ont commencé au Méditerranéen, avec les rhyolites et ont continué pendant le Sarmatien avec les andésites.

En étudiant les roches éruptives des Monts de l'Oaş, I. C. Popescu (9) établit deux phases d'éruption: la première représentée par des andésites quartzifères et dacites, et la seconde, où se sont groupées les andésites pyroxéniques et les écoulements supérieurs des andésites hypersthéniques.

Al. Sagatovici en étudiant les roches sédimentaires du bassin de l'Oaş, décrit les formations d'âge sarmatien, pannonien et quaternaire. Dans le cadre du Pannonien il constate la présence du Pontien et considère comme possible la présence du Méotien (10).

On a consulté une série de travaux appartenant à V. S. Burov (1), S. M. Spitjovskaia (11), B. V. Merlici (6) etc., concernant la région transcarpathique de l'URSS.

GÉOLOGIE DE LA RÉGION

La région de Cămirzana — Bixad fait partie de la chaîne éruptive néogène des Monts Vihorlat — Oaş — Gutii.

Dans les limites de cette région on a séparé des formations sédimentaires et des roches éruptives. Le présent travail concerne surtout les volcanites néogènes.

A. Formations sédimentaires

Les terrains sédimentaires ont un large développement dans la région du Cămirzana—Bixad et se poursuivent sans interruption du NW, à partir de la frontière avec l'Union Soviétique, vers le S et ensuite vers l'E jusqu'à la localité Moșeni.

Le prof. M. Paucă (8) sépare à Cămirzana des dépôts d'âge sarmatien, pontien et quaternaire. La présence du Pontien est appuyée sur des arguments d'ordre paléontologique. Al. Sagatovici (10) reconnaît la présence du Pontien dans le cadre du Pannonien et considère possible la présence du Méotien, en citant des arguments paléontologiques (*Psilunio subrecurvus* Teiss. etc.). L'auteur mentionne les Cardiacées, les Congérias et les Ostracodes pour le Pontien au sud de Cămirzana.

D'après les caractères lithologiques, les dépôts sédimentaires de la région sont attribués au Pannonien — les échantillons micropaléontologiques mettent en évidence des termes du Sarmatien (moyen et supérieur) et du Pontien.

Les échantillons recueillis sur les affluents de la Vallée Mare (au nord de Cămirzana), au sud de Bîrleşti, sur un affluent de la Vallée de Tîrșolt et à Moșeni montrent l'association suivante de microfaune:

Pour le Sarmatien moyen et supérieur: *Nonion granosum* (d'Orb), *Rotalia beccarii* (Linne), *Elphidium aculeatum* (d'Orb.), *Globospira gordialis* (Iones et Parker), *Teinostoma woodi* (Hoeners), *Valvata simplex* (Fuchs),

Globorotalia sp., des fragments d'Ostracodes, des fragments de Cardiacées, *Elphidium minutum* (Reuss), *Globigerina buloides* (d'Orb.).

Les dépôts qui contiennent les formes mentionnées constituent un complexe de marnes, marnes argilo-schisteuses, marnes faiblement sableuses, de couleur sombre, à niveaux de grès et, d'une façon subordonnée, des sables. Ce complexe contient de minces intercalations de charbon, tufs et grès tuffitiques. Les grès de couleur sombre se désintègrent en plaquettes centimétriques. Ce sont des grès quartzitiques à teneur variable en matériel volcanique; sur leurs surfaces de stratification ils contiennent de la muscovite.

La partie supérieure du Pannonien, où les échantillons paléontologiques ont démontré la présence du Pontien, est représentée par une succession sablo-argileuse: des marnes, des argiles sableuses sombres, des grès quartzitiques et sables à gros bancs. La succession se termine par les conglomérats polygènes. Les pyroclastites apparaissent dans cette succession d'une façon subordonnée comme intercalations de tufs dans les grès et les marnes. Dans les roches pélitiques apparaissent de minces couches de charbon.

Sur le ruisseau de Valea Mare et dans la Vallée de Ceasloş les échantillons indiquent la présence de l'association des moulages d'Ostracodes avec les moulages de *Paracyprina* pour le Pontien inférieur et d'Ostracodes indeterminables, *Cytéridea* sp., *Cytéridea torosa* (Ioanes), *Rhabdamina* sp., *Cyteridea panonica* Hebes.

Le Quaternaire est représenté par les dépôts déluviaux, alluvions et cônes de déjection. Dans les vallées principales les alluvions forment des étendues constituées d'un matériel andésitique et subordonné grés-argileux.

B. Roches éruptives

Les volcanites néogènes des Monts de l'Oaş représentent les termes des éruptions d'âge pannonien et post-pannonien, compris dans la seconde et la troisième phase de l'évolution du volcanisme dans la chaîne éruptive des Monts Oaş-Gutii (4).

Dans l'ordre chronologique, nous distinguons plusieurs types pétrographiques représentant les différents moments de l'activité volcanique.

- a. Tufs andésitiques
- b. Andésite quartzifère à hornblende
- c. Andésite à hornblende et hypersthène: pyroclastises
 - porphyre microdétritique
- d. Andésite quartzifère à biotite
 - andésite quartzifère à hypersthène
- e. Porphyre microdétritique quartzifère
- f. Andésites pyroxéniques (à hypersthène et augite, hypersthéniques)
 - pyroclastites andésitiques

A. Tufs andésitiques

Le premier terme des roches éruptives est représenté par les tufs andésitiques et dacitiques. Ces roches constituent des intercalations concor-

dantes dans les dépôts sédimentaires pannoniens au S de Holmul Mare, au S du Massif de Birlești, à l'E de Bixad et, enfin, au N de la localité de Moșeni. Leur épaisseur varie entre 10—15 cm et 1 m. Elle ne dépasse 2 m que rarement. Il y a des roches sombre-blanchâtre, jaunâtres ou verdâtres, plus ou moins compactes. Elles contiennent des fragments lapilliques d'andésite et de dacite, des cristaux de feldspathe plagioclasiq, d'une manière subordonnée du quartz, des minerais fémiques altérés, auxquels viennent s'ajouter, en proportions variables, les matériaux épiciastiques (quartz, fragments de marnes, rarement des schistes cristallins); le ciment est pélilitique-argileux. Ce sont des produits d'éruptions plus éloignées, dont le correspondant effusif est probablement l'andésite quartzifère à hornblende.

B. ANDÉSITE QUARTZIFÈRE À HORNBLÈNDE

Elle affleure à la partie supérieure de la Vallée de Tîrsoț près de la frontière avec l'Union Soviétique, sur une étendue de 4 km² environ.

La roche de couleur sombre présente une structure porphyrique, imprimée par les phénocristaux de feldspath et de hornblende. Le quartz se remarque à vue libre. Cette roche constitue la roche ambiante pour la minéralisation orifère de Bixad.

Analysée au microscope cette andésite présente une structure porphyrique; la masse principale, felsitique et fine, contient du verre. Ses principaux constituants minéralogiques sont les suivants: le feldspath plagioclasiq, le quartz, la hornblende et l'hypersthène. D'une façon subordonnée apparaît la biotite; les minéraux secondaires sont: la chlorite, la calcite, la séricite, la pyrite etc.

Le plagioclase a un caractère d'andésine (40% An) avec des variations vers l'andésine-labrador. Les dimensions des cristaux varient entre 0,30/0,1 mm et 2/1 mm.

Le quartz apparaît fréquemment sous forme de cristaux isométriques, corrodés, à dimensions de 0,4/0,7 mm.

La hornblende brune est d'habitude substituée par la chlorite et partiellement résorbée. Les cristaux sont largement développés ayant des contours idiomorphes et hypidiomorphes.

Le pyroxène représenté par l'hypersthène, est généralement transformé en chlorite, tandis que la biotite apparaît très rarement dans la masse principale et on la considère secondaire.

Parmi les minéraux secondaires, la calcite et la chlorite apparaissent aux dépens du feldspath c'est-à-dire des minéraux fémiques dans les zones à altération hydrothermale.

L'andésite quartzifère ainsi décrite s'associe à des brèches pyroclastiques et à des agglomérats. Dans certaines zones restreintes le contenu en quartz augmente jusqu'à 10%.

Les rapports avec les roches sédimentaires ne sont pas tout à fait clairs, mais vu la position inférieure par rapport aux autres roches de la région, cette andésite peut être comparée avec l'andésite quartzifère de la seconde phase (4).

C. ANDÉSITE A HORNBLÉNDE ET A HYPERSTHÈNE

Elle constitue, à l'extrémité NW de la région, les massifs Holmul Mare, Holmul Mic et Grohotișul et certains affleurement discontinus au nord de Boxad où elle présente des rapports de superposition avec l'andésite pyroxénique et les pyroclastites de celle-ci.

C'est la hornblende à dimension jusqu'à 6 mm, existante dans la masse principale de couleur sombre, qui constitue l'élément pétrographique caractéristique.

La structure de la roche est porphyrique, tandis que la masse principale présente des aspects hyalophyllitiques et pilotaxiques.

Le feldspath plagioclasiqque apparaît sous forme de phénocristaux et microlites maclés et très rarement sous forme zonaire. Il contient parfois des inclusions de pyroxène et de verre. Sa composition est identique à celle de l'andésine-labrador (50% An) avec des passages vers le labrador (53%).

La hornblende brune constitue surtout des phénocristaux bien développés à couronne de réaction magmatique formée d'opacite. Elle contient des inclusions de microlites de feldspath, apatite et magnétite. Parfois elle est substituée par la chlorite et la calcite.

L'hypersthène apparaît en proportion presque égale à la hornblende et généralement à l'état frais.

L'augite, parfois titanifère, est subordonnée à l'hypersthène, formant des microlites dans la masse principale ou faisant totalement défaut.

Les minéraux accessoires sont représentés par l'apatite et la magnétite.

L'andésite et la hornblende qui affleurent sur la colline de Grohotișu, représentent un faciès subvolcanique à l'aspect de porphyre microdioritique. Dans cette zone on remarque la structure holocristalline microlitique de la masse principale.

Les pyroclastites associées à l'andésite, la hornblende et l'hypersthène affleurent sur de petites distances au SE du massif de Birleşti et au nord de Bixad, dans la colline de Măgurica. Ils sont représentés par des agglomérats et des tufs psammitiques.

D. ANDÉSITE QUARTZIFÈRE A BIOTITE

Elle affleure dans deux zones restreintes, sur la frontière avec l'Union Soviétique. La roche de couleur gris-clair verdâtre contient des cristaux de biotite et de quartz visibles à l'oeil nu. Au microscope on remarque l'existence du feldspath, de la biotite et de l'hypersthène. Les minéraux femiques sont substitués par la chlorite.

Sur la colline Coasta Bisericii, au N de Bixad, affleure un neck d'andésite quartzifère à l'hypersthène et à l'augite, qui traverse les pyroclastites de l'andésite pyroxénique. La couleur de la roche est sombre violacée. Dans la composition minéralogique entrent le feldspath plagioclasiqque (andésine-labrador), des cristaux de quartz, l'hypersthène et, d'une façon subordonnée, l'augite.

E. PORPHYRE MICRODIORITIQUE QUARTZIFÈRE

Ce porphyre constitue le massif de Birleşti situé à l'est de Cămițana. Dans les travaux antérieurs cette roche a été considérée par certains auteurs comme andésite et par d'autres — comme dacite (9, 10).

La dénomination de porphyre microdioritique quartzifère a été adoptée pour la première fois pour désigner le faciès subvolcanique de la roche à composition minéralogique correspondant à l'andésite quartzifère. En même temps on remarque la présence des structures caractéristiques aux roches consolidées, dans le domaine subvolcanique, aussi dans d'autres secteurs des Monts de l'Oaş.

Les roches sédimentaires de la zone de contact ont été intensément dérangées et cornifiées sur des distances dépassant parfois 50 m. Dans la partie marginale du Massif, la roche a une structure plus fine, tandis que vers l'intérieur apparaît d'une façon évidente son caractère de microdiorite. Des variations locales se font remarquer également en ce qui concerne la composition minéralogique.

Dans la masse de la roche, de couleur sombre ou bien gris-jaunâtre on remarque la hornblende, la biotite, et de rares cristaux de quartz.

Au microscope la roche présente une structure porphyrique; la masse principale pilotaxique est constituée de microlites de feldspath et de quartz et de façon subordonnée, de pyroxène et de magnétite. Dans les faciès marginaux la masse principale est felsitique.

Les principaux éléments constitutifs minéralogiques sont les suivants: le feldspath plagioclasiq, le quartz, la hornblende, l'hypersthène et l'augite. La biotite est subordonnée et apparaît comme un minéral secondaire. Les minéraux accessoires sont représentés par la magnétite, l'apatite et, très rarement par le zircon.

Le feldspath plagioclasiq a la même composition que l'andésine, tandis que le quartz ne dépasse pas le 10% de la roche. Parmi les minéraux secondaires nous mentionnons la chlorite, l'épidote, la calcite et le zéolite.

F. ANDÉSITES PYROXÉNIQUES

La plus grande partie de l'étendu occupée par les volcanites néogènes revient aux andésites pyroxéniques et aux pyroclastites associées à celles-ci. A Cămîrzana ces andésites constituent les sommets de Copîrcei et de Ceasloşul, les massifs Cetăţuia et Geamăna; vers l'E elles affleurent sur une zone large constituant la crête montagneuse de Piatra Vişcului.

Dans ce groupe de roches les principaux éléments constitutifs minéralogiques sont: le feldspath plagioclasiq et le pyroxène. Selon la composition minéralogique on peut séparer des variétés minéralogiques telles que l'andésite hypersthénique, l'andésite à hypersthène et augite, etc.

Les aspects variés de la structure compliquent encore davantage l'étude de ces roches. On a séparé les andésites et les faciès subvolcaniques des roches ayant des structures similaires aux dolérites.

Les andésites pyroxéniques forment des écoulements de laves, des necks et des structures en forme de coupoles (collines de Cetăţuia et de Geamăna).

Les roches de ce groupe ont une couleur sombre allant jusqu'au sombre-noirâtre. On reconnaît des variétés à aspects de basalte.

Au microscope, les andésites présentent une structure porphyrique la masse principale étant hyalophyllitique ou pilotaxitique. Les faciès plus profonds sont caractérisés par une structure intersertale, avec des passages vers la structure ophitique, de la masse fondamentale. On remarque

des textures fluidales massives et plus rarement — alvéolaires. La composition minéralogique de la roche comprend le feldspath ou la biotite, et comme minéraux accessoires — la magnétite et l'apatite.

Le plagioclase a la même composition que l'andésine-labrador avec 50—55% An; dans les faciès plus basiques il atteint 60% An. Les zones marginales des phénocristaux ont un caractère plus acide.

Le pyroxène rhombique est représenté par l'hypersthène et apparaît très fréquemment dans les roches. Dans le cas de l'andésite hypersthénique c'est ce minéral seul qui présente des éléments féminiques. Les cristaux présentent parfois une couronne d'hématite, ou bien la biotite secondaire pénètre dans les contours de l'hypersthène. Très rarement on reconnaît des cristaux de clinohypersthène.

L'augite, dans la plupart de cas, est subordonnée à l'hypersthène formant fréquemment une couronne sur le bord de celui-ci. Elle présente assez souvent les caractères de l'augite titanifère.

Ce n'est que très rarement qu'on peut identifier la hornblende dans l'andésite de la colline de Cetățuia; la biotite s'associe au pyroxène et paraît être de nature secondaire.

Les pyroclastites associées aux andésites pyroxéniques ont un développement considérable au N de Bixad. A l'ouest de Cămirzana, dans la colline de Copircei, elles font des apparitions isolées, transperçant les laves des andésites hypersthéniques. Les pyroclastites sont représentées par des agglomérats à éléments d'andésite pyroxénique et par des tufs lapilliques.

* * *

Les analyses chimiques dont les résultats sont présentés dans le tableau No 1 ont été effectuées sur les principaux types des roches. Les valeurs des paramètres Niggli et les types de magmas correspondants sont compris dans le tableau No 2.

Dans le diagramme A—C—Q (fig. 1) les roches analysées sont situées dans le domaine des dacites à la limite avec les andésites quartzifères. L'andésite pyroxénique (échantillon Nr 5) se trouve à la limite entre les andésites quartzifères et les basaltes.

On a adopté dans le présent travail le critère de classification minéralogique, tandis que le diagramme exprime les caractères chimiques, ce qui prouve que la pâte des roches a une teneur élevée en silice.

CONSIDÉRATIONS SUR LA TECTONIQUE DE LA RÉGION

Le soubassement de la région est constitué de roches sédimentaires attribuées au Pannonien. La région d'Oas, ainsi que la région transcarpatique de l'Union Soviétique, a fonctionné pendant le Pannonien comme un golfe du grand bassin pannonien. Les mouvements oscillatoires ont conduit à la formation d'une alternance de dépôts péliques et psammitiques; des intercalations minces de charbon nous prouvent que de temps en temps apparaissaient des conditions favorables à l'accumulation des sédiments, dans un régime lagunaire.

Tableau 1

Nr. crt.	Type des roches	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	S
1.	Andésite quartzifère à hornblende	49,59	19,65	3,23	5,20	0,16	3,25	6,20	1,90	1,70	0,20	4,10	1,20	0,17	2,90	0,10
2.	Porphyre microdioritique quartzifère	53,37	26,87	4,86	1,77	0,10	2,00	2,80	2,79	1,74			0,53	traces	—	0,15
3.	Andésite amphibolique de Holmul Mare	58,7	22,14	3,07	2,76	0,08	2,28	5,14	2,83	1,78	1,23	0,94	0,20	0,14	traces	0,03
4.	Andésite pyroxénique	57,95	17,20	1,66	5,40	0,10	5,59	5,45	2,16	2,27	0,10	1,84	0,24	0,14	1,09	0,98
5.	Andésite pyroxénique	58,10	18,4	2,27	4,40	0,09	3,71	6,00	2,7	1,25	0,2	1,63	0,26	0,18	0,57	0,33

Tableau 2 — contenant les valeurs Niggli

Nr. crt.	Type des roches	Si	Al	fm	C	Alk	K	Mg	$\frac{C}{fm}$	qz	Type de magma
1.	Andésite quartzifère à hornblende	151	35	35	20	10	0,36	0,40	0,57	+11	Dioritique normal
2.	Porphyre microdioritique quartzifère	154	51	27	9,7	12	0,28	0,38	0,37	+ 6	Dioritique normal vefs pelcéitique
3.	Andésite amphibolique de Homul Mare	190,8	42	27,1	17,89	12,6	0,29	0,41	0,66	40,4	Dioritique normal pelcéitique
4.	Andésite pyroxénique	188,74	33,0	36,46	19,01	11,5	0,41	0,52	0,52		Dioritique normal tonalitique
5.	Andésite pyroxénique	183,4	34,25	34,7	20,23	10,8	0,23	0,50	0,58	40,15	Dioritique normal pelcéitique

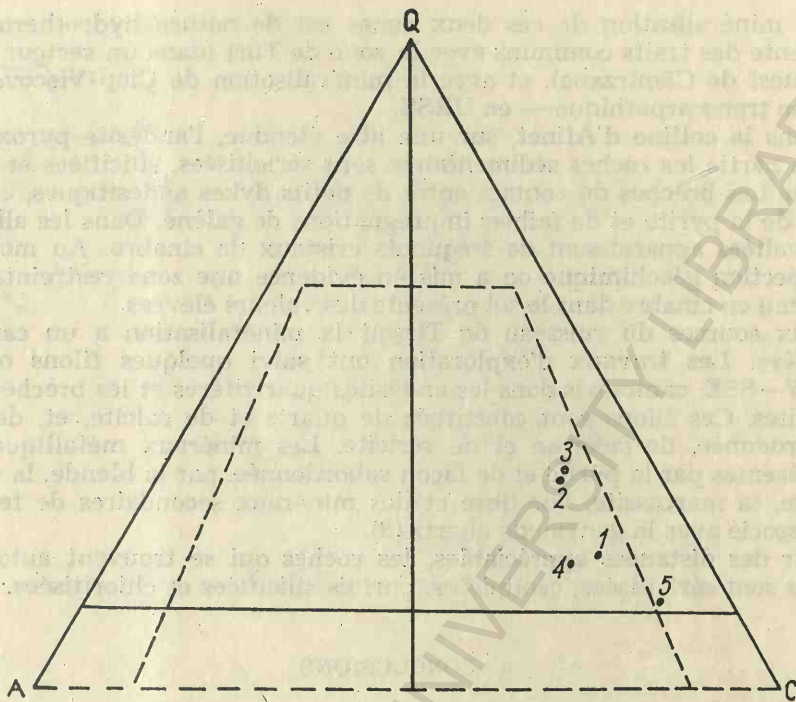


Fig. 1

Les couches présentent généralement de larges plis orientés presque EW, à inclinaisons de 10—30° vers le nord ou vers le sud. A proximité des structures volcaniques les couches sont intensément dérangées, étant parfois redressées presque verticalement.

A Cămîrzana, les corps volcaniques sont disposés sur la ligne NNW—SSE correspondant à certaines directions tectoniques. Les fractures filoniennes de Bixad suivent la même direction.

Les premières manifestations volcaniques ressenties dans cette région ont eu lieu au commencement du Pannonien et sont représentées par des tufs andésitiques et dacitiques.

Ces tufs et andésites quartzifères de la vallée de Tîrşoţ correspondent à la seconde phase du volcanisme d'Oaş-Gutii. Les autres types pétrographiques décrits et les pyroclastites associées sont plus récents que les dépôts pannoniens de la région, appartenant à la troisième phase volcanique.

MINÉRALISATION

Dans les limites de la région considérée on distingue deux importantes zones de minéralisation métallique: la première dans la colline d'Afinet, au nord de Cămîrzana, et la seconde — aux sources du ruisseau de Tîrşoţ, au nord de Bixad.

La minéralisation de ces deux zones est de nature hydrothermale et présente des traits communs avec la zone de Turț (dans un secteur voisin, à l'ouest de Cămirzana), et avec la minéralisation de Ciop-Vișcovo de la région transcarpathique — en URSS.

Dans la colline d'Afinet, sur une aire étendue, l'andésite pyroxénique et en partie les roches sédimentaires sont séricitisées, silicifiées et chloritisées. Les brèches du contact entre de petits dykes andésitiques, contiennent de la pyrite et de faibles impregnations de galène. Dans les alluvions des vallées apparaissent de fréquents cristaux de cinabre. Au moyen de prospection géochimique on a mis en évidence une zone restreinte où le contenu en cinabre dans le sol présente des valeurs élevées.

Aux sources du ruisseau de Tîrșoț la minéralisation a un caractère aurifère. Les travaux d'exploration ont suivi quelques filons orientés NNW—SSE, cantonnés dans les andésites quartzifères et les brèches pyroclastites. Ces filons sont constitués de quartz et de calcite, et, de façon subordonnée, de sidérose et de séricite. Les minéraux métalliques sont représentés par la pyrite et de façon subordonnée, par la blende, la chalcoppyrite, la marcassite, l'or libre et des minéraux secondaires de fer. L'or est associé avec la gangue de quartz (3).

Sur des distances appréciables, les roches qui se trouvent autour des filons sont séricitisées, caolinisées, parfois silicifiées et chloritisées.

CONCLUSIONS

Les roches sédimentaires de la région de Cămirzana-Bixad, d'âge panonien, sont représentées surtout par un complexe marnogréso-sableux.

Dans les limites des volcanites néogènes on distingue différents types d'andésites et de pyroclastites andésitiques. Il faut souligner que la présence des faciès subvolcaniques constitue un trait caractéristique de cette région (porphyres dioritiques et porphyres dioritiques quartzifères).

Les roches volcaniques ont été mises en place pendant et après la sédimentation des dépôts panoniens: les caractères minéralogiques et chimiques montrent que ces roches se sont formées d'un magma qui se différenciait graduellement en temps et en espace, les laves provenant probablement de compartiments magmatiques différents.

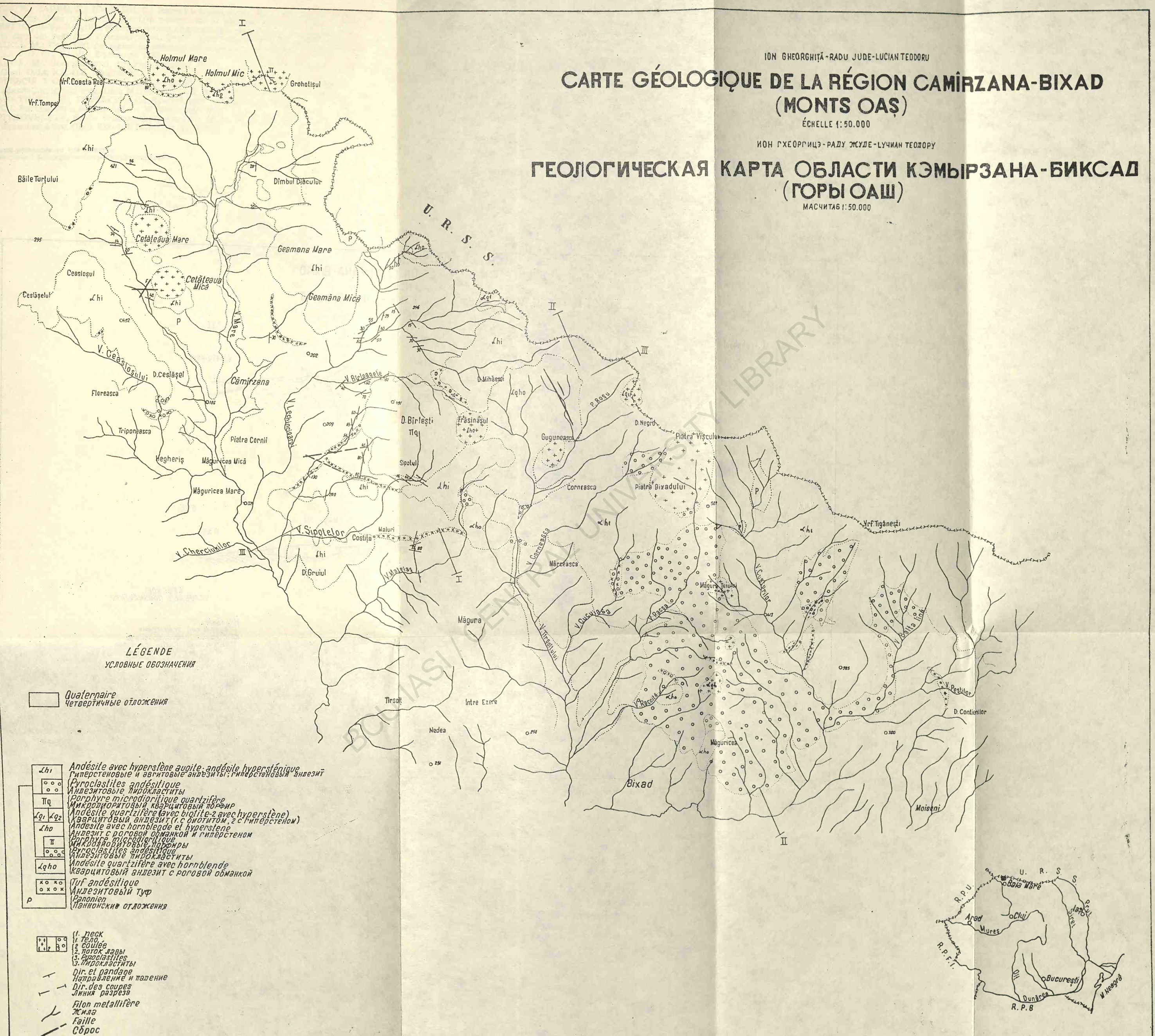
La minéralisation liée génétiquement au volcanisme néogène, est de nature hydrothermale. Elle contient de l'or et des sulfures métalliques. L'âge de la minéralisation, au moins en partie, semble être pliocène; à Cămirzana la minéralisation est plus récente que l'andésite pyroxénique.

BIBLIOGRAPHIE

1. BUROV, V.S.: Condițiile tectonice de acumularea depozitelor sarmațiene și panoniene din Transcarpatia. Geol. Zbornik L.G.O. Nr. 5—6, 1958.
2. GHEORGHITĂ, I.; TEODORU, L.; JUDE, R.: Raport geologic a supra zonei Cămirzana-Bixad — Uta Teceului. Arch. Com. Geol. Buc., 1959.
3. GHEORGHITĂ, I.; GHEORGHITĂ, I.: Studiul informativ asupra mineralizației de la Bixad — Oaș (regiunea Maramureș) Arh. C.G. București. 1961.
4. GIUȘCĂ, Dan: Die Entwicklung des Vulkanismus in der Gegend von Baia Mare. Congr. Asociației Carpato-Balcanice Kiev, 1958.

ION GHEORGHIȚĂ-RADU JUDE-LUCIAN TEODORU
CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION CAMÎRZANA-BIXAD
(MONTS OAS)
 ÉCHELLE 1:50.000

ИОН ГХЕОРГИЦĂ-РАДУ ЖУДЕ-ЛУЧИАН ТЕОДОРУ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ОБЛАСТИ КЭМЫРЗАНА-БИКСАД
(ГОРЫ ОАШ)
 МАСШТАБ 1:50.000



LÉGENDE
 УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Quaternaire
 Четвертичные отложения

- Lhi Andésite avec hyperstène augite, andésite hypersténique
 Гиперстеновые и авгитовые андезиты; гиперстеновый андезит
- Pyroclastites andésitiques
 Андезитовые пирокластиты
- Пq Porphyre microdioritique quartzifère
 Микродиоритовый кварцитовый порфир
- Lq1, Lq2 Andésite quartzifère (avec biotite et hyperstène)
 Кварцитовый андезит (с биотитом, с гиперстеном)
- Lho Andésite avec hornblende et hyperstène
 Андезит с роговой обманкой и гиперстеном
- П Porphyre microdioritique
 Микродиоритовый порфир
- Pyroclastites andésitiques
 Андезитовые пирокластиты
- Lqho Andésite quartzifère avec hornblende
 Кварцитовый андезит с роговой обманкой
- Пuf andésitique
 Андезитовый туф
- Раноний
 Паннонские отложения

- 1. Песок
- 2. Глина
- 3. Песок
- 4. Песок
- 5. Песок
- 6. Песок
- 7. Песок
- 8. Песок
- 9. Песок
- 10. Песок
- 11. Песок
- 12. Песок
- 13. Песок
- 14. Песок
- 15. Песок
- 16. Песок
- 17. Песок
- 18. Песок
- 19. Песок
- 20. Песок
- 21. Песок
- 22. Песок
- 23. Песок
- 24. Песок
- 25. Песок
- 26. Песок
- 27. Песок
- 28. Песок
- 29. Песок
- 30. Песок
- 31. Песок
- 32. Песок
- 33. Песок
- 34. Песок
- 35. Песок
- 36. Песок
- 37. Песок
- 38. Песок
- 39. Песок
- 40. Песок
- 41. Песок
- 42. Песок
- 43. Песок
- 44. Песок
- 45. Песок
- 46. Песок
- 47. Песок
- 48. Песок
- 49. Песок
- 50. Песок
- 51. Песок
- 52. Песок
- 53. Песок
- 54. Песок
- 55. Песок
- 56. Песок
- 57. Песок
- 58. Песок
- 59. Песок
- 60. Песок
- 61. Песок
- 62. Песок
- 63. Песок
- 64. Песок
- 65. Песок
- 66. Песок
- 67. Песок
- 68. Песок
- 69. Песок
- 70. Песок
- 71. Песок
- 72. Песок
- 73. Песок
- 74. Песок
- 75. Песок
- 76. Песок
- 77. Песок
- 78. Песок
- 79. Песок
- 80. Песок
- 81. Песок
- 82. Песок
- 83. Песок
- 84. Песок
- 85. Песок
- 86. Песок
- 87. Песок
- 88. Песок
- 89. Песок
- 90. Песок
- 91. Песок
- 92. Песок
- 93. Песок
- 94. Песок
- 95. Песок
- 96. Песок
- 97. Песок
- 98. Песок
- 99. Песок
- 100. Песок



5. JUDE, R.; BARBU, F.; IOANIDU, C.: Raport a supra prosp. geol. de la Cămirzana și Tarna Mare cu privire specială pentru aur și mercur. Arh. C.G. Buc. 1961.
6. MERLICI, B. V.: Relațiile genetice dintre mineralizația de mercur și cea de plumb și zinc din regiunea Transcarpatică. Probl. Geochim. Lvovsk Iv. Franco. 1959.
7. PAUCĂ, M.: Cercetări geologice în bazinele neogene din nord-vestul Ardealului. An. C.G. vol. XXVII. București. 1953.
8. PAUCĂ, M.: Sedimentarul din reg. eruptivă de la N și E de Baia Mare. Com. Geol. D.d.s. XXXIX. Buc. 1955.
9. POPESCU, I. C.: Studiul geol. și petrografic al eruptivului nou din regiunea Bixad-Cămirzana (reg. Baia Mare). Arh. C.G. Buc. 1955.
10. SAGATIVICI, Al.; POPESCU I. C.: Studiul geol. al Masivului Birlești. An. Univ. C.I. Parhon-seria Stiințe nat. nr 19, București. 1958.
11. SPITKOVSKAIA, S. M.: Gabrodiabaze neogene în lanțul vulcanogen al regiunea Transcarpatice. Geol. Zbornik L.G.O. nr. 5. 1958.

Matériaux présentés au VI^e Congrès
de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique



